

**Über Granitisation im Grundgebirge
des südlichen Bayerischen Waldes**

Franz K. List

1961



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41555619_0034

ÜBER GRANITISATION IM GRUNDGEBIRGE
DES SÜDLICHEN BAYERISCHEN WALDES

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

Hohen Naturwissenschaftlichen Fakultät

der

Ludwig-Maximilians-Universität München

von

Franz K. List

aus

München

Eingereicht am 24. Februar 1961



1. Referent: Prof. Dr. Georg Fischer
2. Referent: Prof. Dr. Albert Maucher

Tag der mündlichen Prüfung: 24.3.1961

"Les roches plutoniques se sont formées aux dépens des roches métamorphiques, et elles représentent le maximum d'intensité ou le terme extrême du métamorphisme général."

A. DELESSE 1869

"Granitisation means the process by which solid rocks are converted to rocks of granitic charakter without passing through a magmatic stage."

H. H. READ 1944

Vorwort

Die vorliegende Arbeit entstand in den Jahren 1959 und 1960; die zugrundegelegten Geländearbeiten wurden von 1956 bis 1959 durchgeführt.

Meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. Georg FISCHER, möchte ich an dieser Stelle meinen besonderen Dank abstatten für die Übertragung dieser Arbeit und sein stets reges und kritisches Interesse, mit dem er den Fortgang der Arbeit verfolgte und förderte. Zu Dank verpflichtet bin ich auch meinen Kollegen im Institut, besonders H. R. BOSSE und E. DIMROTH, die mir durch fruchtbare Diskussionen manche Unklarheit beseitigen halfen.

Nicht zuletzt möchte ich auch der Bayerischen Braunkohlen Industrie und Herrn Direktor Dr. H. NATHAN vom Bayerischen Geologischen Landesamt meinen Dank abstatten für die grosszügige finanzielle Unterstützung der Geländearbeiten.

Inhalt

Seite

1.	Einleitung und Problem	1
----	------------------------------	---

DAS GESTEIN

2.1	Der feldgeologische Bestand	3
2.2	Die Perlgneise	7
2.21	Geschonte Relikte im Perlgneis (und "Granodiorit")	12
2.3	Der "Granodiorit"	15

VERGLEICH DER BEIDEN GESTEINE

3.1	Der Stoffbestand	18
3.11	Der Modus	18
3.111	Genauigkeit der Methode	18
3.112	Modalbestand von Perlgneis und "Granodiorit"	21
3.12	Der Chemismus	24
3.121	Genauigkeit der Methode	24
3.122	Vergleich der chemischen Zusammensetzung	26
3.2	Die akzessorischen Bestandteile	28
3.21	Qualitative Beobachtungen im Dünnschliff	29
3.211	Die Akzessorien im Perlgneis	29
3.212	Die Akzessorien im "Granodiorit"	30
3.22	Mengenanteil der Akzessorien am Gestein	33
3.23	Längen-Breitenindex der Zirkone und Apatite	34
3.24	Einschlussdichte und Einschlussintensität	35
3.25	Die statistische Verteilung der Kornzahlen auf die einzelnen Korngrössenklassen	39

TEKTONIK

4.1	Das Grossgefüge	45
4.2	Die Quarzregelung im "Granodiorit"	46
4.3	Die Biotitregelung im "Granodiorit" und Perlgneis	47
5.	Zusammenfassung	49
6.	Literatur	53
7.	Anhang: Tabellen	

1. Einleitung und Problem

Seit den Anfängen der Geologie stellt die Entstehung der Granite eines der Hauptprobleme der Forschung dar; und wir sind von einer in jeder Hinsicht befriedigenden Lösung noch ein gutes Stück entfernt.

Wie wir aus der als Motto zitierten Äusserung von A. DELESSE aus dem Jahre 1869 ersehen, war man sich vor 100 Jahren über das Problem der Granitentstehung durchaus im klaren; ja, es wurde mit erstaunlichem Scharfblick bereits ganz im heutigen Sinne beantwortet. Aber diese Antwort konnte damals noch nicht bewiesen werden, und eine überzeugende Beweisführung ist auch zum jetzigen Zeitpunkt nicht ohne weiteres zu erbringen.

Nach vielen einander widersprechenden Theorien, die seitdem verkündet und wieder aufgegeben wurden, sind wir heute geneigt, in den Graniten und granitähnlichen Gesteinen das Produkt von zwei wesentlich verschiedenen Bildungsweisen zu erblicken.

Die Fragestellung lautet heute nicht mehr: Sind "die" Granite magmatisch oder metasomatisch entstanden, sondern: Ist der mir vorliegende, individuelle Granit aus einer komplexen Silikatschmelze (ohne Rücksicht auf deren Herkunft) als "magmaisches" Gestein auskristallisiert oder habe ich das Ergebnis einer auf's Äusserste gesteigerten Metamorphose, einer "Granitisation" in situ, vor mir? Dabei sind wir uns völlig bewusst, dass diese beiden Extreme in der Natur keine Gegensätze, sondern nur die zwei Endpunkte einer kontinuierlichen Entwicklung darstellen, zwischen denen wir allen Übergangsformen begegnen können.

Diese Entscheidung ist sehr schwer zu treffen; und wir werden kaum je ein einzelnes Argument für oder gegen eine der beiden Möglichkeiten finden, das diese Frage eindeutig zu beantworten erlaube. Eine "Patentlösung" gibt es hier nicht, und alle früheren Versuche, solche eindeutigen Kriterien zu finden (z.B.: Nebengesteinseinschlüsse, verschwommene oder "kalte" Kontakte) haben sich leider als nicht durchführbar erwiesen. Eine Entscheidung in dieser nicht einfachen - und für die gesamte Geologie so wichtigen Frage - kann stets nur für den Einzelfall und unter Bezugnahme auf eine Vielzahl von exakten Beobachtungsdaten erfolgen.

Dazu ist es unbedingt erforderlich, in der Untersuchung eine gewisse Abstraktion vom Beobachter zu erreichen; das heisst, sich in erster Linie auf reproduzierbare, zahlenmässig erfassbare Werte zu stützen, die den objektiven Vergleich einer beliebigen Anzahl von Ergebnissen auch verschiedener Beobachter gestatten.

Und es ist unerlässlich, eine möglichst grosse Zahl gegenseitig unabhängiger Kriterien zu finden, die sich dann in der Zusammenschau aller gewonnenen Beobachtungsdaten wie ein Mosaik zu einem geschlossenen Bild zusammenfügen.

Mit der folgenden Untersuchung soll der Versuch gemacht werden, auf diesem Wege einen kleinen Schritt vorwärts zu gehen.

DAS GESTEIN

2.1 Der feldgeologische Bestand

Das untersuchte Gebiet liegt im südlichen Teil des Bayerischen Waldes, zwischen Deggendorf und Regen. Als Unterlage für die mikroskopischen Untersuchungen wurde der Westteil des Gradabteilungsblattes Lalling (7144) sowie das gesamte Blatt Ruhmannsfelden (7043) während der Sommer 1956 bis 1959 im Masstab 1:25000 geologisch aufgenommen. Ausserdem wurde auf dem Blatt Regen (7040) eine Anzahl Übersichtsbegehungen durchgeführt. In den Rahmen der Untersuchung miteinbezogen wurde der von S. DÜRR (1958) kartierte Ostteil des Blattes Lalling und der von W. SCHREYER (unveröffentlicht) aufgenommene Kristallinanteil des Blattes Deggendorf (7143). Beiden Herren sei für die Überlassung von Schliffmaterial und anregende Diskussionen noch einmal herzlich gedankt. Es standen somit Aufnahmeergebnisse und Proben aus einem Gebiet von rund 450 qkm für die Untersuchung zur Verfügung.

Geologisch stellt das betrachtete Gebiet einen Teil des südlichen Moldanubikums dar. Es wird gekennzeichnet durch das Vorwalten hochmetamorpher katazonaler Gneise, in die sich verschiedene saure Intrusionen sowie - in Menge stark zurücktretend - intermediäre und basische Serien einschalten.

Den weitaus grössten Flächenanteil nehmen mittelkörnige Biotitgneise ein, für die die rundliche Ausbildung ihrer Plagioklasse kennzeichnend ist; die Perlgneise, wie sie C.W. GÜMBEL (1868) treffend genannt hat. Diese Perlgneise stellen gewissermassen den Rahmen für das Auftreten der übrigen Gesteine dar (siehe Abb. 1). Als eine überaus mächtige Serie beginnen sie im Regensburger Wald und streichen - hauptsächlich südlich der Pfahllinie vertreten - in breiter Front nach Südosten bis in das Gebiet des Passauer Waldes. Ein Teil der Perlgneise führt Cordierit in ansehnlicher Menge.

Grosstektonisch stellen die Perlgneise eine der tiefsten Serien des Moldanubikums dar; ihre s-Flächen streichen recht gleichmässig in herzynischer Richtung und fallen mit 40-50° nach NE ein. Weiter nördlich werden sie von Cordieritgneisen, Sillimanit-Biotitgneisen und Biotit-Plagioklasgneisen überlagert, die ein höheres Stockwerk des Moldanubikums darstellen (G. FISCHER 1939, A. FORSTER 1957).

In dem betrachteten Gebiet schaltet sich im Nordosten der Pergneise ein ebenfalls herzynisch streichender Granitzug ein, der vom Pfahl begrenzt wird: Der Patersdorfer Granit. Es ist ein heller, mittel- bis feinkörniger Granit, wie er sich im Bayerischen und Oberpfälzer Wald immer wieder (Oberviechtach, Arnbruck, Kaussing, Vilshofen, Hauzenberg) in recht einheitlicher Ausbildung findet.

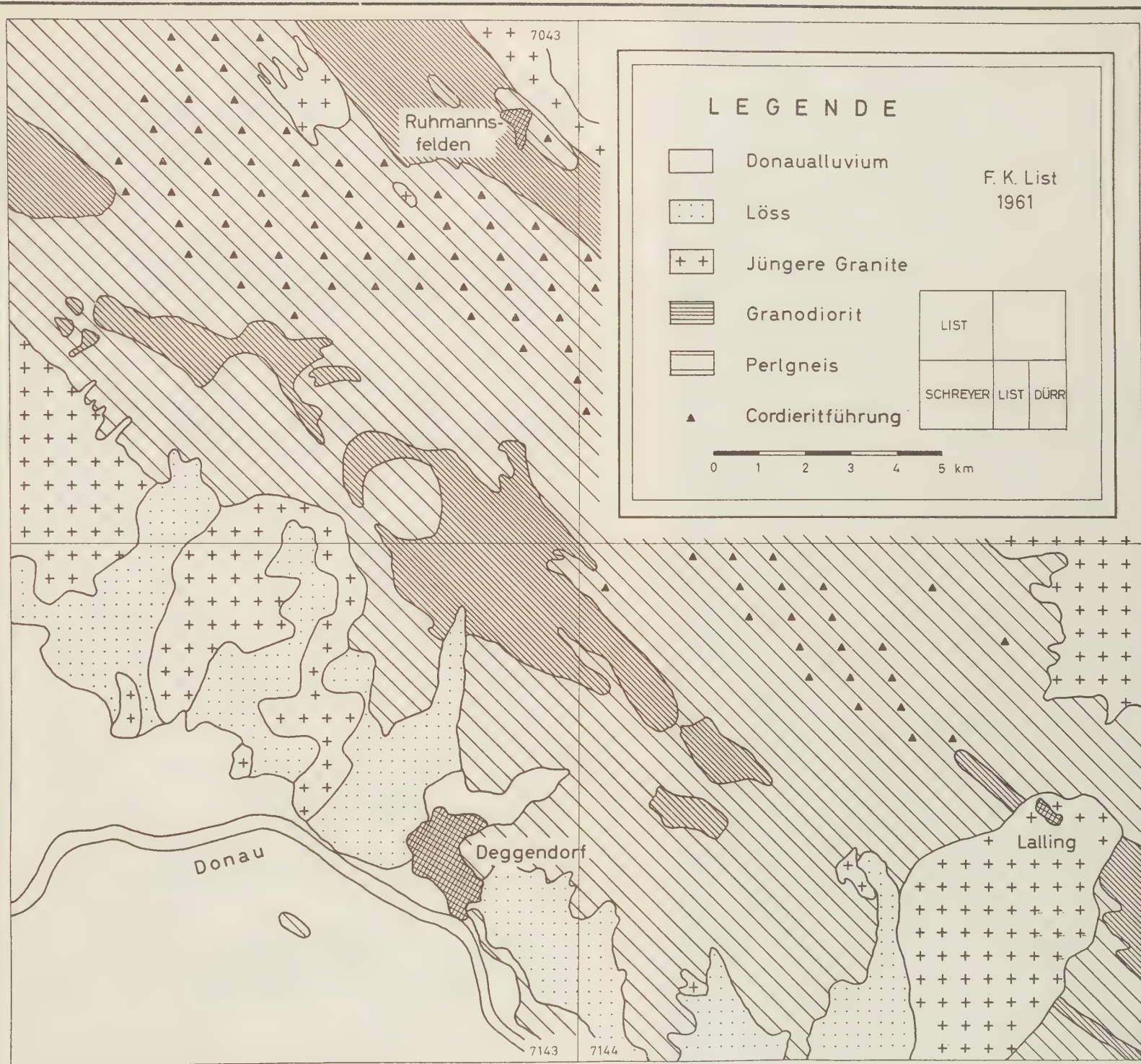
Das Gegenstück des Patersdorfer Granits bildet im Süden das Mettener Granitmassiv, das streckenweise das Kristalline gegen die Donauebene hin abschliesst.

Diese Granite stellen klar von ihrem Gneisrahmen abgesetzte Massive dar, die stets scharfe Kontakte gegen den Gneis aufweisen und dessen Gefüge stellenweise diskordant abschneiden. Hin und wieder enthalten sie auch scharf begrenzte und mitunter rotierte Gneisschollen. Wo die Dachregion aufgeschlossen ist, sieht man das Zerbrechen des Gneisdaches in Schollen und die Intrusion von geraden, deutlich abgesetzten Gängen in den Gneis (z.B. bei Auerbach, Blatt Lalling). Alles in allem entsprechen diese Gesteine ganz dem Typ eines spät- bis posttektonisch in flüssigen Zustand intrudierten Granits.

Innerhalb des von diesen beiden Graniten eingefassten, rund 15 km breiten Perlgneiszones tritt nun eine weitere Gesteinsreihe auf, die von C.W. GÜMBEL zu den "Waldlagergraniten" gezählt wurde. Da sich bei der mikroskopischen Untersuchung herausstellte, dass dieses Gestein im Mineralbestand und Gefüge sich mit dem von W.E. TRÖGER (1935) definierten Granodiorit deckt, wurde es - ohne genetische Hintergedanken - als "Granodiorit" bezeichnet (F.K. LIST 1958). Dieses granodioritische Gestein tritt in zwei parallelen, mehrmals unterbrochenen Zügen zutage. Untersucht wurde in erster Linie das südliche der beiden Vorkommen, das, von Südosten heranreichend, bei Grattersdorf in zwei getrennten Ästen auf das Blatt Lalling übergreift. Durch das Kaussinger Grautmassiv abgeschnitten, setzt es sich bei Schaufling in zwei Zügen nach Nordosten fort. Beim Übertritt auf Blatt Deggendorf schliessen sich die beiden Äste zu einem 3 km mächtigen Zug zusammen, der sich in seiner weiteren Fortsetzung auf Blatt Ruhmannsfelden wieder verästelt. Nach einer kurzen Unterbrechung setzt er im Streichen wieder an, um am Teufelsmühlstein abermals zu verschwinden. Nach 3,5 km tritt er bei Kostenz wieder auf, von wo aus er auf das Blatt Bogen übertritt und mit Unterbrechungen bis in den Regensburger Wald zu verfolgen ist. Wenn die "Granodiorite" auch in mehreren räumlich getrennten Vorkommen auftreten, so erlauben es Mineralbestand und Gefüge doch, die verschiedenen Vorkommen als eine zusammengehörige Gesteinsreihe aufzufassen.

Der Geologe wird bei der Aufnahme im Feld vor allem versuchen, Klarheit über die Lagerungsbeziehungen und die räumliche Gestalt der von ihm untersuchten Gesteinskörper zu gewinnen, denn dies ist nicht nur für die Kartendarstellung, sondern auch für die genetische Deutung eine unerlässliche Voraussetzung.

Bei der Kartierung entstand zuerst der Eindruck, dass der "Granodiorit", der sich mit seiner Längserstreckung so schön in das herzynische Streichen einfügt, in etwa einen Lagergang mit einem Streichen von 135° und NE-Fallen darstellt.



Jedoch an zwei Punkten lässt sich nachweisen, dass das nicht der Fall ist. Auf Blatt Lalling überquert der "Granodioritzug" das tief eingeschnittene Tal des Höllbaches, und es zeigt sich, dass an der Talsohle der Perlgneis unter dem "Granodiorit" durchzieht (Abb. 2). Der "Granodiorit" hat hier also die Form eines flachliegenden Schlauches, der in seiner Fortsetzung nach SE bald in die Luft ausstreicht.

Auf Blatt Ruhmannsfelden ist es der Butzen, ein knapp 1000 m hoher Berg, der uns die räumlichen Verhältnisse klar vor Augen führt (Abb. 3). Der "Granodiorit" liegt als flache, nach SE abtauchende Zunge auf dem Perlgneis und lässt sich fast um den ganzen Berg herum am Hang verfolgen. Darüber liegt als flacher Deckel wieder Perlgneis.

Der "Granodiorit" stellt also keinen "Batholithen" oder eine einfache Platte wie manche der Oberpfälzer Granite dar, sondern ein Gebilde, das von einem Zentrum aus nach NW und SE flach aufsteigende Zungen entsendet. Es ist wohl anzunehmen, dass wir einen pilzförmigen Körper vor uns haben, von ähnlicher Gestalt wie jene, die auch J. HALLER (1956) aus den grönländischen Kaledoniden beschrieben hat (Abb. 4).

In Grönland werden diese Pilze ja als Intrusionsformen von höher teilbeweglichen Massen angesehen, die diapirartig in das Deckgebirge aufsteigen. Doch möchte ich annehmen, dass auch bei einer metasomatischen Entstehung ohne Teilverflüssigung des Gesteins derartige Gebilde entstehen können. Die Metasomatose muss ja nicht senkrecht von unten nach oben gewirkt haben, sondern kann durch mechanische Verschiedenheiten im Gestein, Temperaturgefälle und ähnliches sich auch in seitlicher Richtung ausgewirkt haben. Es ist ja auch bei Metasomatosen in kleineren Bereichen, Skarnbildungen, Vergreisungen usw. zu beobachten, dass diese Umwandlungen in den verschiedensten Richtungen gewirkt haben, ohne sich streng an die Vertikale zu halten.

Es erscheint angebracht, hier eine nähere Definition der Begriffe "fest" und "teilverflüssigt" zu geben. Auch in einem festen Gestein können Intergranularfilme vorhanden sein, die jedoch die mechanischen Eigenschaften des Gesteins nicht merklich beeinflussen. Erst ein Gestein, in dem die während der Metamorphose stets mehr oder weniger vorhandenen Intergranularfilme ein derartiges Ausmass angenommen haben, dass das Gestein eine höhere Teilbeweglichkeit erlangt, wird als "teilverflüssigt" bezeichnet.

Das Fehlen einer klaren Grenze zwischen Perlgneis und "Granodiorit" bereitet bei der Kartierung oft grosse Schwierigkeiten. Gewöhnlich verbindet die beiden Gesteine eine schlierige Übergangszone, die einige 100 m Mächtigkeit erreichen kann.

Es wäre nun denkbar, diese Zone als Kontakthof des "Granodiorits" anzusehen. Gegen diese Auffassung spricht jedoch folgende Beobachtung: Der "Granodiorit" besitzt im allgemeinen nur eine Mächtigkeit von 500 bis 1000 m, und es ist kaum vorstellbar, dass er bei einer Intrusion eine solch beträchtliche Kontaktwirkung hätte hervorbringen können. Nähert man sich dem Kontakt zum "Granodiorit", so stellt sich im Perlgneis lediglich eine allmähliche, schwache Kornvergrößerung und eine leichte Mikroklinblastese ein.

Eine weitere feldgeologische Beobachtung kann uns hier weiterhelfen. Die Perl-gneise enthalten nämlich - wie 2,2 noch ausführlicher behandelt - eine Menge von Einschlüssen älterer, reliktsicher Gneise. In Form von fischförmig gelängten Schollen und alten Faltenköpfen finden sich Cordieritgneise, Biotitplagioklasgneise, Bändergneise, Kalksilikatfelse und Amphibolite. Die Grösse der alten Schollen schwankt zwischen einigen cm und mehreren 100 m; gewöhnlich besitzen sie einen Durchmesser von 0,1 bis 1 m.

Alle diese Schollen finden sich auch im "Granodiorit" als scharfbegrenzte Einschlüsse, dagegen keine Perlgneisschollen!

Nehmen wir nun an, unser "Granodiorit" sei als "Magma" in seinen heutigen Raum eingedrungen. Unter einem "Magma" wollen wir hier wie im folgenden nur eine komplexe Silikatschmelze verstehen, ohne über ihre Herkunft etwas aussagen zu wollen.

Dabei ist es selbstverständlich, dass dieser "magmatische" Zustand auf verschiedenem Weg erreicht werden kann; sei es, dass eine grössere Schmelzmasse in der Tiefe durch Differentiation einen "orthomagmatischen" Anteil abspaltet, der nun als homogene Schmelze oder als Kristallbrei intrudieren kann; sei es, dass durch altes Para- oder Orthomaterial ein palingenes Magma entsteht; sei es, dass durch Vermischung "hybride Magmen" gebildet werden.

Bei einem Eindringen des "Granodiorits" als "Magma" in seinen Perlgneisrahmen könnte er die beobachteten Schollen mitgebracht haben. Das Fehlen von Perlgneisschollen müsste dann darauf zurückgeführt werden, dass das Nebengestein fast ebenso durchwärmt war wie der Granodiorit selbst. So kam es nicht zu Zerbrechungen des Rahmens, sondern zu schlierigen Vermischungen. Das würde auch die breite "Übergangsserie" zwischen den beiden Gesteinen erklären.

In diesem Fall mussten wir jedoch unbedingt erwarten, dass in den Biotitplagioklasgneisen und in den Zeilengneisen ein Teil des Materials als Quarz-Feldspat-Eutektikum verflüssigt worden und ausgewandert wäre. Diese Gneise müssten also eine starke relative Biotitanreicherung erfahren haben und zu "basischen Putzen" geworden sein. Das ist jedoch nicht der Fall; nicht nur die Amphibolite und



Abb. 2

NW

Butzen - Berg

SE

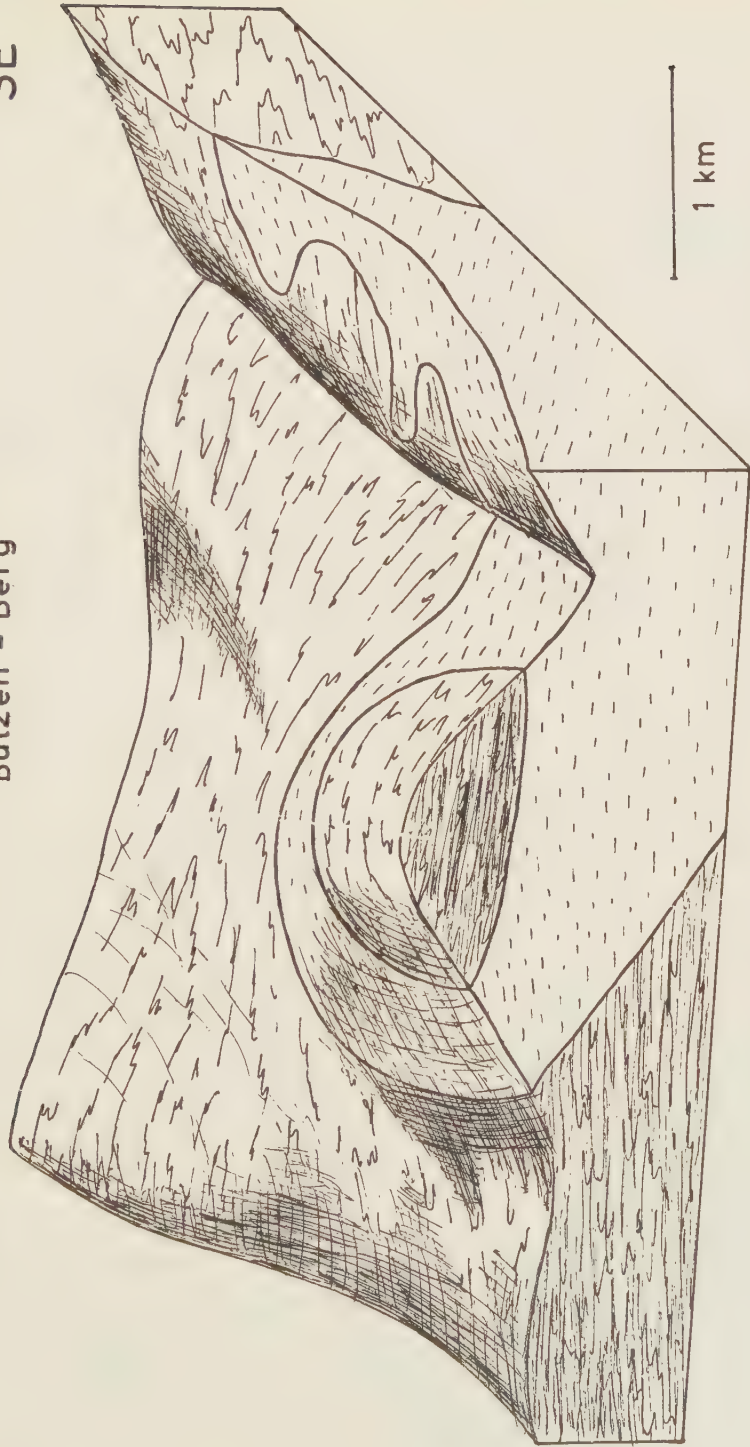
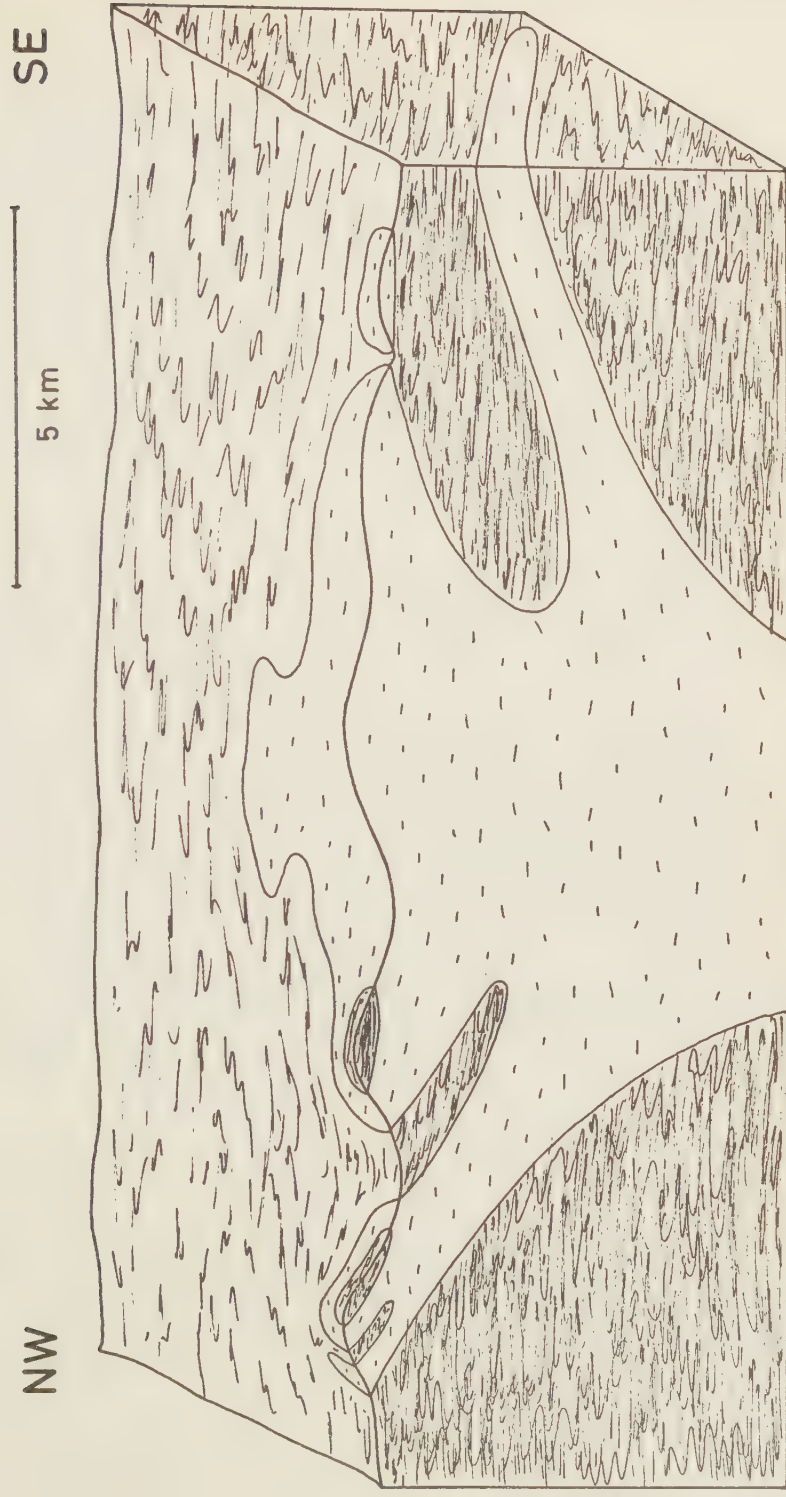


Abb. 3

Blockbild des 'Granodioritkörpers



Kalksilikatfelse, sondern auch die Biotitplagioklasgneise und die Zeilengneise finden sich unverändert im Perlgneis und "Granodiorit".

Da also die Platznahme des "Granodiorits" als ein verhältnismässig kaltes Magma das Auftreten von Perigneisschollen erwarten liesse und eine Intrusion bei höherer Temperatur aus den eben erwähnten Gründen unwahrscheinlich ist, müssen wir uns nach weiteren Möglichkeiten umsehen.

Es könnten der Perlgneis und der "Granodiorit" in Bezug auf ihren Metamorphosezustand gleich alt sein. Sie könnten etwas verschiedene Metamorphosegrade der Umbildung des gleichen Ausgangsmaterials darstellen, dessen Spuren wir heute als Schollen in beiden Gesteinen finden. Diese Auffassung würde das Fehlen der Perigneisschollen im "Granodiorit" sowie die breite Übergangszone zwanglos erklären.

Doch ist es ebenso dankbar, dass der "Granodiorit" etwas jünger ist als der Perlgneis, und dass der "Granodiorit" metasomatisch aus dem bereits vorhandenen Perlgneis hervorging. Das wir bei dieser metasomatischen Umsetzung eine sehr verschwommene Grenze zwischen den beiden Gesteinen und deswegen auch keine Schollen von Perlgneis finden, ist naheliegend.

Da in beiden Fällen der Unterschied in der Metamorphose der beiden Gesteine recht gering ist, wäre der gleiche Zustand der Schollen im "Granodiorit" und Perlgneis nicht verwunderlich. Beide Entstehungsarten sind ja auch sehr ähnlich; im ersten Fall hätten wir eine örtlich etwas gesteigerte Metamorphose, im zweiten eine Fortführung der Perlgneismetamorphose. Eine Entscheidung zwischen diesen beiden Möglichkeiten ist nach den gewonnenen Beobachtungen nicht zu treffen und wohl auch nicht von allzu grosser Bedeutung.

Jedenfalls ist in beiden Fällen eine Entstehung des "Granodiorits" durch Umbildung aus einem festen Ausgangsgestein zu fordern, ohne dass es zu einer völligen Verflüssigung gekommen wäre. Diesen Vorgang wollen wir mit H.H. READ (1957) als "Granitisation" bezeichnen.

2.2 Die Perlgneise

Die Perlgneise finden sich, wie schon erwähnt, im gesamten Untersuchungsgebiet als vorherrschendes Gestein. Im Mineralbestand und Gefüge sind sie recht eintönig. Es ist jedoch festzuhalten, dass sie von Norden nach Süden, zum Donaurandbruch hin, in ihrem Erscheinungsbild homogener werden und eine jüngere Mikroklinblastese auftritt.

Im m- bis dm-Bereich dagegen sind sie sehr uneinheitlich ausgebildet. Neben Partien mit deutlichem Lagenbau finden sich homogene, richtungslose körnige Gesteine, die kaum mehr eine Regelung der Biotite erkennen lassen. Ausserdem enthalten sie, besonders in den lagigen Varietäten, in s gelängte Quarzknuern und Einschlüsse älterer Gneise.

Im Handstück fallen in erster Linie die rundlichen, im Durchschnitt 1-2 mm grossen Plagioklasblasten auf, die als weisslich-trübe "Perlen" in dem alten Gefüge regellos aufgesprosst sind. Besonders an biotitreichen Stücken ist dies sehr schön zu sehen (Abb. 5). Die hie und da auftretenden, annähernd idiomorphen Mikrokline können dagegen bis zu 1 cm Kantenlänge erreichen. Dazwischen liegen rundliche, leicht getrübe Quarze. Die Grundmasse wird von Biotit eingenommen, der in seiner Ausbildung von undeutlich zusammenhängenden Lagen bis zu einem gleichmässig verteilten Gewebe wechseln kann. Ebenso ist sein Mengenanteil am Gestein grossen Schwankungen unterworfen, so dass wir von hellen, hauptsächlich aus Feldspat und Quarz bestehenden Gneisen bis zu sehr dunklen Gesteinen, in denen die Feldspatperlen in einem dichten, zusammenhängenden Grundgewebe von Biotit stecken, alle Übergänge finden. In den Varietäten mit deutlich flächigem Gefüge ist meist auch ein schlieriger Lagenbau von Biotitzeilen und Quarz-Feldspatlagen zu beobachten; doch hat die Plagioklasblastese, die auch die Biotitlagen ergreift, diese metamorphe Differentiation teilweise wieder rückgängig gemacht.

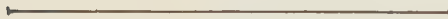
Unter dem Mikroskop zeigen die Perlgneise durchwegs ein granoblastisches Gefüge. Auch im Schliffbild lassen sich alle Übergänge von schwachem Lagenbau bis zu richtungslos körniger Ausbildung beobachten.

Der Mineralbestand setzt sich aus Biotit, Plagioklas, Kalifeldspat und Quarz zusammen. Als jüngere Bildungen kommen dazu Muscovit und Chlorit. Ein Teil der Perlgneise führt zusätzlich Cordierit, Granat, Zirkon, Monazit, Apatit und Ilmenit finden sich als Akzessorien.

Der Biotit liegt meist in grossen, gut ausgebildeten Scheitern vor. Seine Anordnung auf flasrig ausgebildeten Scherflächen erweist, dass es sich um tektonisch beanspruchte, ehemals verbogene und zerschmierte Individuen handelt, die para- bis posttektonisch rekristallisiert sind. Meist sind die Biotitlagen bereits von Plagioklasen durchsetzt; dabei werden die para- bis posttektonisch aufgesprosst Plagioklasen noch von den Biotiten umflasert. Auf diese Weise kann das s-Gefüge weitgehend verschwinden.

Die Biotite zeigen häufig recht zerfressene Umrisse, so dass eine Verdrängung durch die hellen Gemengteile wahrscheinlich ist. Eindeutige Beweise für diese Ansicht konnten jedoch nicht gewonnen werden.

Perlgneis
Fpkt. P 172 La



5 cm

Abb. 5

Mitunter sind die Biotite baueritisiert; häufiger ist die Umwandlung in Pennin, von der die einzelnen Scheiter erst in Streifen parallel der Basis und dann völlig ergriffen werden. An jüngeren Scherbahnen sind sie nicht selten in Muscovit umgewandelt. Dabei wird häufig Ilmenit ausgeschieden und in dünnen Täfelchen parallel (001) in das Muscovitgitter eingelagert.

Der Plagioklas bildet rundliche bis annähernd idiomorphe Individuen. Der Anorthitgehalt wurde nach der Methode von G.v.d. KAADEN (1951) aus der Wanderung der Zwillingsachsen bestimmt; er schwankt zwischen 29 und 35% An. Der durchschnittliche An-Gehalt liegt bei 30-32% An; 85% aller gemessenen Werte fallen in diesen Bereich. Der Plagioklas entspricht in seiner chemischen Zusammensetzung also einem Oligoklas-Andesin.

Die einzelnen Körner sind meist frisch und nur leicht serizitisiert. Sie lassen fast immer eine enge, unverbogene Zwillingslamellierung mit geraden Grenzen erkennen. Bei über 80% der untersuchten Plagioklase tritt als häufigstes Zwillingsgesetz das Albit-Ala-Gesetz auf, bei rund 20% das Albit-Karlsbader-Gesetz. Hin und wieder trifft man auch reine Albit- oder Karlsbader-Zwillinge. Von manchen Seiten werden solche Komplexzwillinge (Albit-Ala) bereits als Kennzeichen für eine Kristallisation aus einer Schmelze angesehen. Da aber die übrigen Beobachtungen gegen eine solche Deutung sprechen, möchte ich mich dieser Ansicht nicht anschließen.

In manchen Schlitzen ist ein offenbar alterer, stark in Zerfall begriffener Plagioklas I zu beobachten, in dem die rundlichen Blasten von Plagioklas II aufsprossen, der für den Perlgneis kennzeichnend ist. Als einen noch jüngeren Plagioklas III können wir die Albite in den Myrmekiten und die Albitkomneubildungen an den Intergranularen betrachten.

Neben Akzessorien sind nicht selten Biotite in Plagioklas II eingeschlossen. Sie sind wie die Externbiotite teilweise in Pennin und Muscovit umgewandelt. Ausserdem finden sich häufig Einschlüsse von rundlichen Quarzen; ob es sich dabei um alte Einschlüsse oder junge Verdrängungen handelt, muss offen bleiben. Hier und da sind im Plagioklas II kleine, rechteckige Antiperthite zu beobachten, die unregelmässig verteilt sind. In ihrer Menge bleiben sie stets bescheiden und werden auch in den (weiter unten behandelten) alkalisierten Perlgneisen nicht häufiger.

Der Kalifeldspat liegt als Mikroklin vor. In den gewöhnlichen Perlgneisen kommt er nur sehr untergeordnet vor; meistens fehlt er ganz. Es sind kleine, unregelmässig begrenzte Individuen, die im allgemeinen eine deutliche Gitterung erkennen lassen.

In den von einer jüngeren Mikroklinblastese betroffenen, alkalisierten Perlgneisen kann der Mikroklin dagegen über 20 Volumprozent des Gesteins aus-

machen. Er bildet dann grosse, zerlappte und deutlich gegitterte Individuen. Der Mikroklin tastet sich gewissermassen von den Intergranularen aus ins Gefüge vor und scheint dabei alle übrigen Gemengteile zu verdrängen.

Quarz bildet ein leicht verzahntes, grobes Pflastergefüge; ehemalige grössere Individuen sind oft in mehrere annähernd gleichorientierte Subindividuen gegliedert. Alle Körner löschen stark undulös aus; teilweise sind sie leicht optisch zweiachsig. Der Quarz enthält mitunter Einschlüsse von kleinen Flüssigkeitströpfchen, die in parallelen Reihen angeordnet sind.

Zirkon findet sich häufig in kleinen, rundlichen Körnern; auch idiomorphe Kriställchen lassen sich gelegentlich beobachten. Dazwischen schmuggeln sich ab und zu kleine Monazitkörner ein, kenntlich an einer deutlichen Spaltbarkeit und der schiefen Auslöschung.

Beide Mineralien sind kräftig radioaktiv und verursachen in Biotit pleochroitische Höfe. Unter den Zirkonen finden wir mitunter durch die eigene Radioaktivität dunkelbraun verfärbte Individuen.

Apatit bildet grössere, meist idiomorphe Körner, die jedoch nie eine merkliche Radioaktivität erkennen lassen. Ilmenit endlich liegt in Form unregelmässig begrenzter, kleiner Körner als spärliche Erzdurchstäubung vor.

Es wurden schon mehrmals die alkalisierten Perlgneise erwähnt, die sich nur durch ihren hohen Mikroklingehalt von den gewöhnlichen Perlgneisen unterscheiden. Das Schliffbild macht es sehr wahrscheinlich, dass diese Mikroklinblastese jünger ist als die Entstehung der Perlgneise selbst.

Als erste Möglichkeit einer zeitlichen Zuordnung bieten sich die Granodiorite an, die zweifellos eine kräftige Alkalizufuhr erfahren haben. Doch dann müsste die Mikroklinblastese und das Auftreten der alkalisierten Perlgneise an die "Granodiorite" gebunden sein. Das ist jedoch nicht der Fall. Andererseits nehmen sie nach Süden, zur Donau hin, merklich an Verbreitung zu; und es könnte dies ein Fingerzeig sein, dass bereits während des Varistikums in der Gegend des heutigen (miozänen) Donaurandbruchs eine grössere tektonisch aktive Zone bestand.

Da jedoch die ganze Kristallinscholle verkippt ist und wir nach Süden zu in immer tiefere Horizonte gelangen, kann die stärkere Kalifeldspatführung auch einer allgemeinen Zunahme der Mikroklinblastese nach der Tiefe hin entsprechen.

Neben den gewöhnlichen Perlgneisen, deren Mineralbestand wir oben besprochen haben, finden sich Gneise, die erhebliche Mengen von Cordierit und etwas Granat enthalten. Diese cordieritführenden Perlgneise sind keineswegs selten; ihre Verbreitung nimmt regional von Südosten nach Nordwesten und von Südwesten nach

Nordosten deutlich zu. Die Plagioklasblastese ist bei ihnen häufig etwas schwächer ausgeprägt. Zwischen den beiden Gesteinstypen besteht ein fließender Übergang.

Schon im Handstück tritt die Cordieritföhrung merklich hervor. Die Cordierite sind im allgemeinen in die grüne Pinit-Substanz umgewandelt und dann deutlich sichtbar, da die einzelnen Körner in mehr oder weniger zusammenhängenden Aggregaten von einigen cm Länge im Gestein angereichert sind. Gelegentlich sind noch die frischen, blaugrünen Cordieritkörner erhalten.

Unter dem Mikroskop kommt zu den schon beschriebenen Beobachtungen nur das Auftreten von Cordierit und etwas Granat, wozu sich meist noch etwas Sillimanit gesellt.

Der Cordierit bildet grosse, annähernd idiomorphe Kristalle, die häufig in Lagen parallel zum s des Gesteins angereichert sind. In seinem Inneren finden sich fast immer runde Quarzeinschlüsse; auch vom Rand her greift der Quarz in buchtigen Formen weit in den Cordierit vor. Da dies bei einem grossen Teil aller Cordierite zu beobachten ist, möchte ich annehmen, dass die Quarz-"einschlüsse" auch nur solche Quarzfinger sind, die quer zu ihrer Achse geschnitten sind.

Interessant sind die Umwandlungen des Cordierits in eine Reihe von anderen Mineralien, die seine ehemalige Gestalt pseudomorphosieren. Zwischen dem Netzwerk der Umwandlungsprodukte finden sich immer noch frische Partien; völlig unzersetzte Cordierite wurden jedoch nie beobachtet (siehe Abb. 6).

Drei verschiedene Stadien der Umwandlung lassen sich unterscheiden:

1. Als erstes wird der Cordierit, bevorzugt am Rand und in unregelmässigen Schläuchen und Flecken, in eine gelbliche, fast isotrope Masse verwandelt. Sie entspricht der von A. GAREISS (1901) beschriebenen "Zwischensubstanz". Ihre Lichtbrechung ist erheblich niedriger als die des Cordierits.

2. Als nächstes Stadium tritt am Rand und auf Klüften eine Hellverglümmung ein; die unter dem Mikroskop nicht mehr bestimmbaren feinstkristallinen Individuen durchsetzen wie Perlschnüre den ganzen Kristall und hüllen ihn ein. Die Lichtbrechung dieser Substanz liegt höher als die des Cordierits. Die Klüfte, auf denen die Umwandlung bevorzugt auftritt, besitzen meist eine subparallele Lage; sie sind wohl durch tektonische Beanspruchung aufgerissen. Dieses zweite Stadium durchsetzt das erste und schneidet es ab.

3. Zuletzt sprossen in dem ganzen Kristall grosse Hellglümmen auf und umhüllen ihn völlig. Ihre Basisflächen liegen im allgemeinen parallel zu den Begrenzungsflächen (100) und (010) des Cordierits. Die Hellglümmen verdrängen die beiden ersten Stadien.

Untergeordnet finden sich daneben Chloritaggregate in schuppiger oder radialstrahliger Ausbildung. Sie bestehen aus Pennin und Klinochlor.

Nach der Definition von A. GAREISS (1901) handelt es sich bei diesen Umwandlungen um Pseudomorphosen von Pinit nach Cordierit. Diese Zersetzung der Cordierite ist im ganzen Moldanubikum eine regional verbreitete Erscheinung.

Mit dem Cordierit zusammen tritt auch Granat auf, der jedoch viel seltener ist, und wohl auch einer älteren Paragenese angehört. Es sind grössere, rundliche bis idiomorphe Körner, die manchmal in mehrere Stücke zerbrochen und in's zerschert sind. Meist lassen sie Druckrisse erkennen und werden von Helldimern und Plagioklas angegriffen.

2.21 Geschonte Relikte im Perlgneis (und "Granodiorit")

In beiden Typen von Perlgneisen finden sich Einschlüsse älterer Gesteine. Sie sind als linsenförmige Scherlinge mehr oder weniger in das s der Perlgneise eingeschichtet. Im Durchschnitt beträgt ihre Grösse einige dm. Wie schon erwähnt, sind alle diese Schollen - wenn auch seltener - auch im "Granodiorit" zu beobachten.

1. Cordieritgneise finden sich bevorzugt in den cordieritführenden Perlgneisen, in die sie ohne scharfe Grenze übergehen können. Doch sind sie im allgemeinen als dunklere, straff geregelte und verfaltete Schollen von den viel homogenen Perlgneisen gut zu unterscheiden.

Die Cordieritgneise besitzen einen flasigen Lagenbau von helleren Quarz-Feldspat- und dunkelgrünen Cordierit-Pinit-Biotit-Lagen. An einigen Stellen werden die Gesteine von Cordierit-Fleckenaploiden durchsetzt.

Im Mikroskop sieht man, dass die in den Cordieriten enthaltenen Sillimanitstrahlen häufig in enge Falten gelegt sind. Der Cordierit selbst ist reichlich vorhanden und stets mehr oder weniger umgewandelt. Wir sehen hier dieselben Umwandlungsstufen, die schon bei den cordieritführenden Perlgneisen beschrieben wurden. Soweit noch Kornformen feststellbar sind, schwanken sie von deutlich in's gelangten Körnern bis zu völlig idiomorphen Individuen in den Aploiden. Auch hier ist festzustellen, dass Quarz gerne im Kern der Cordierite sitzt.

2. Biotit-Plagioklasgneise sind die häufigsten Einschlüsse. Es sind graue, recht feinkörnige Gesteine, die eine scharfe Paralleltextur der Biotite aufweisen. Nicht selten können wir in den Schollen alte Faltenköpfe erkennen, deren Gefüge vom Perlgneis diskordant abgeschnitten wird. Die Grenzen zum Perlgneis



1 mm

Fpkt. P 90 La

Abb. 6

sind im allgemeinen scharf; die Enden der Linsen sind jedoch oft in lange Schlieren ausgezogen und gehen unscharf in den Perlgneis über.

Der Mineralbestand entspricht ungefähr dem der Perlgneise; das Gefüge ist jedoch feinerkörnig. Nicht selten ist ein schwacher Lagenbau aus größerem und feinerem Material zu beobachten. Die größeren Lagen führen Biotit, Plagioklas und Quarz; in den feinerkörnigen fehlt der Plagioklas.

3. Die sehr hellen Zeilengneise weisen einen deutlichen Lagenbau von Quarz-feldspat-Anteilen und Biotitzellen auf. Des öfteren sind kräftige Verfaltungen mit spitzwinkligen Faltenbildern zu erkennen. Die hellen neosomatischen Mobilisate halten sich nicht immer an den vorgezeichneten s-Flächenbau, sondern durchgreifen quer dazu das Gefüge und zerlegen es teilweise in Schollen. In diesem Komplex finden sich untergeordnet auch dunkle, feinkörnige Biotit-Plagioklasgneise, die verfaltet sind und nur von einigen hellen Neosomlagen durchzogen werden. Möglicherweise ist dies ein Hinweis, dass die hellen Zeilengneise aus den Biotit-Plagioklasgneisen hervorgegangen sind.

Die aus Biotit und etwas Granat bestehenden dunklen Lagen werden von den hellen Gemengteilen so stark angegriffen und durchlöchert, dass manchmal nur mehr unzusammenhängende, eingeregelte Biotitfetzen auf die früheren Zeilen hinweisen.

Plagioklas ist reichlich vorhanden; es lassen sich drei Generationen unterscheiden. Plagioklas I wird in Form serizitisierter, runden Körnern meist von dem weitaus häufigeren, frischen Plagioklas II umschlossen. Dabei ist der Plagioklas I in undeutlichen Lagen angeordnet, die ungefähr senkrecht auf dem jetzigen s-Flächenbau stehen; eine Erscheinung, die auch in den Biotit-Plagioklasgneisen zu beobachten ist. Es scheint also der Plagioklas I das Relikt einer älteren Formung des Gesteins zu sein. Als Plagioklas III setzt von den Intergranularen aus eine kräftige Myrmekit- und Albitkornneubildung ein.

4. Amphibolite sind als Einschlüsse seltener vertreten. Es sind feinkörnige, dunkelbraune bis schwarze Gesteine, die mehr oder weniger geschiefert sind. Sie bestehen aus einer braunen gemeinen Hornblende, die randlich in blassgrüne und farblose Hornblende übergehen kann, und Plagioklas. Gelegentlich ist ein schwacher Lagenbau im mm-Bereich vorhanden. Die Hornblendene weisen eine deutliche Regelung nach der Gestalt mit c parallel B auf.

5. Kalksilikatfelse treten als konkordante linsenförmige Einlagerungen bis zu 1 m Länge in den Perlgneisen auf; ihre längste Achse ist in das B der Gneise eingeregelt. Daneben finden sich Kalksilikatbänder bis zu 10 cm Mächtigkeit, die

ebenfalls konkordant im s der Gneise liegen. Es sind dunkelgrüne, dichte Gesteine mit muscheligem Bruch, die auf frischen Flächen einen deutlichen Glasglanz besitzen. Gerne bedecken sie sich mit einer bezeichnenden, weisslichen Verwitterungsrinde.

In ihrem Mineralbestand entsprechen sie einem Diopsid-Plagioklas-Grossular-Hornfels nach der Definition von V.M. GOLDSCHMIDT (1911). Der Plagioklas ist ein Labrador und nimmt die Hauptmenge des Gesteins ein. Die untereinander unregelmässig verschränkten Individuen werden von Quarz pflockartig durchwachsen. Der Diopsid bildet grosse, idiomorph begrenzte, farblose Kristalle, die von Quarz und Plagioklas so stark durchwachsen wurden, dass die einzelnen Körner nun als Skelette vorliegen. Randlich sind sie oft eng mit grüner Hornblende verwachsen und zeigen beginnende Uralitisierung.

In allen diesen Gneisen finden wir Spuren einer älteren, nicht symmetriekonstanten Verformung, auf welche die Faltung dieser Gesteine zurückgeht. Von einer jüngeren Tektonik wurden sie zu den jetzt vorliegenden Schollen zerschert. Die heutige Formung der Perlgneise lässt von dieser starken Beanspruchung nichts mehr erkennen. Die Kristallisation der Mineralien erfolgte para- bis post-tektonisch unter einer wesentlich schwächeren Beanspruchung.

Die Schollen stellen also eine Gesteinsgesellschaft dar, die älter ist als die Perlgneise. Mit Ausnahme der Zeilengneise, die eine teilweise Aufschmelzung erlebt haben könnten, handelt es sich um Paragneise, die aus Tonen, Mergeln, Tuffen und Sandsteinen wahrscheinlich algonkischen Alters entstanden sind. Die Umbildung dieser ziemlich bunten Serie in die jüngeren Perlgneise wurde an anderer Stelle (F.K. LIST 1958) schon ausführlicher behandelt.

Für die Fragestellung unserer gegenwärtigen Untersuchung ist die Genese der Perlgneise nicht von Interesse. Für uns sind die Perlgneise einfach ein Gestein mit bestimmten chemischen, mineralogischen und gefügekundlichen Daten. Unsere Frage lautet: Kann der "Granodiorit" durch Granitisation aus demselben Ausgangsmaterial wie die Perlgneise entstanden sein - sei es in Fortführung ihrer Metamorphose, sei es durch einen gleichzeitigen, nur örtlich gesteigerten Metamorphoseakt?

Doch zunächst wollen wir uns den "Granodiorit" noch näher betrachten.

2.3 Der "Granodiorit"

Der "Granodiorit" ist im Handstück ein mittelkörniges Gestein, dessen Gemengteile bei einem Korndurchmesser von 2-3mm ungefähr gleiche Grösse erreichen. Der Biotit, der einen auffällig hohen Prozentsatz des Gesteins ausmacht, zeigt eine deutliche Anordnung in putzenförmigen, nicht zusammenhängenden Aggregaten; Quarz und Feldspat bilden rundliche, teils auch idiomorphe Körner. Im Ganzen ist das Gestein recht inhomogen; schlierige Biotitanreicherungen wechseln mit Partien stärkerer Mikroklinführung (Abb. 7).

Unter dem Mikroskop erkennt man ein holokristallines hypidiomorphkörniges Gefüge, das eine starke, prä- bis parakristalline Durchbewegung erlitten hat. In der Nähe von Scherflächen ist häufig Kataklyse der Quarze und Feldspäte zu beobachten, die auf gleichgerichtete postkristalline Beanspruchungen hinweist. Diese erfolgten in höherem Niveau, in dem die neugebildeten Chlorite und Muscovite kristallisieren konnten.

Der Mineralbestand setzt sich aus Biotit, Plagioklas, Kalifeldspat und Quarz zusammen. Apatit, Zirkon, Monazit, Titanit und Ilmenit bilden die akzessorischen Bestandteile. Muscovit und Pennin sind jüngere Umbildungen des Biotits.

Der Biotit ist stets deutlich basalgeregelt; die grossen, randlich zerfransten Scheiter sind völlig rekristallisiert. Sie umfasern in unzusammenhängenden Strähnen die Quarze und Feldspäte. An Bewegungsbahnen sind die Biotite in Pennin umgewandelt, wobei sich Titanit entlang den Spalttrissen und in strahligen Aggregaten ausscheidet. Seltener wandelt sich der Biotit in Muscovit um; in diesem Fall scheiden sich dünne Täfelchen von Ilmenit aus. Der Ilmenit ist mit dem Muscovit parallel verwachsen.

Die Ausbildung der Biotite unterscheidet sich in charakteristischer Weise von der der Biotite im Perlgnais. Im "Granodiorit" sind die Individuen grösser als im Perlgnais und gleichzeitig ist ihr Habitus ein anderer. Die c-Achsen-Durchmesser erreichen häufig den Durchmesser der Basis, während die Biotite im Perlgnais dünn tafelförmig ausgebildet sind. Die einzelnen Biotitblättchen im "Granodiorit" sind auch grösser als die im Perlgnais.

Die Anordnung der einzelnen Scheiter im Gestein ist ebenfalls verschieden. Im Perlgnais bilden die Biotite oft streckenweise zusammenhängende, gut geregelte Lagen; im "Granodiorit" dagegen sind sie nur zu undeutlichen, voneinander getrennten Fasern und putzenförmigen Aggregaten zusammengeschlossen.

Plagioklas ist der vorherrschende Feldspat im Gestein (35,7 Vol% Pg gegenüber 16,1 Vol% Kf). Der Anorthitgehalt schwankt von 25-35% An; dabei liegen über 60% der gemessenen Werte zwischen 28-30% Anorthit. Meistens ist der

Kern der Plagioklase etwas basischer als die Randpartien; doch ist der Übergang stetig und ein scharfbegrenzter Zonarbau nicht zu beobachten. Rund 93% der gemessenen Plagioklase sind nach dem Albit-Ala-Gesetz verzwillingt; bei 20% tritt das Karlsbader-Gesetz auf, Einfache Albitlamellen oder Albit-Karlsbad-Zwillinge sind sehr selten.

Der ziemlich frische Oligoklas-Andesin ist nicht selten im Kern kräftig serizitisiert; die anorthitreicheren Partien erweisen sich gegenüber der Hellverglimmerung als weniger widerstandsfähig. Der Plagioklas ist annähernd idiomorph ausgebildet und gut umgrenzt; fast immer enthält er kleine rechteckige Antiperthiteinschlüsse, Biotit, der wie die Externbiotite schon durch Muscovit ersetzt sein kann, und vereinzelt runde Quarze.

Von Mikroklin und Quarz wird der Plagioklas kräftig angegriffen. Albitkornneubildungen und Myrmekitwarzen stellen einen jüngeren Plagioklas dar.

Der Kalifeldspat liegt stets als Mikroklin vor und bildet grosse, lappig begrenzte Individuen mit deutlicher Gitterung. Der Achsenwinkel $2V_x$ schwankt zwischen 66° und 78° . Der Projektionspunkt des Lotes auf die Fläche (100) fällt in dem Stereogramm von G.v.d. KAADEN (1951) ziemlich genau zwischen die Punkte von Orthoklas und Mikroklin. Der Kalifeldspat ist häufig nach dem Karlsbader-Gesetz verzwillingt. Er umschliesst alle anderen Gemengteile und wird an der Grenze zu Plagioklas häufig von grossen Myrmekiten angegriffen.

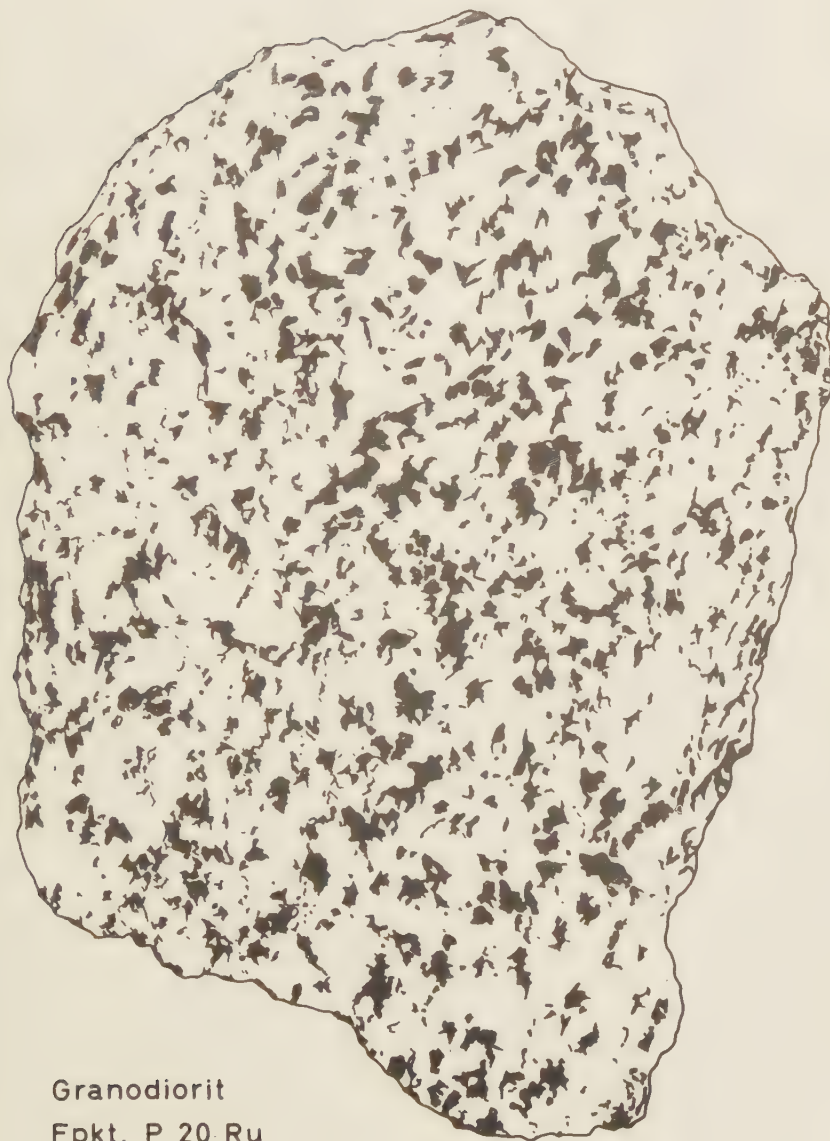
Quarz füllt die Zwickelräume als unregelmässiges Pflaster. Die Körner sind leicht verzahnt und zeigen undulöse Auslöschung. Er greift alle Gefügepartner kräftig an; insbesondere von ehemals grösseren Plagioklaskörnern findet man nicht selten nur noch eine Anzahl kleiner, gleichorientierter Überbleibsel (Abb. 8).

Unter den Akzessorien nimmt der Apatit den Löwenanteil ein. Er kommt in gedrungenen, kurzprismatischen Körnern in merklich höherer Menge vor, als es sonst in granitischen Gesteinen der Fall ist. Radioaktive Höfe wurden bei ihm nicht beobachtet, stets jedoch beim Zirkon, der kleine, meist idiomorphe Körner bildet. Beide Mineralien werden im Kapitel 3.2 noch ausführlicher behandelt. Dazu tritt etwas Monazit, sowie Ilmenit in mässiger Menge. Er kommt in grösseren, zerlappten Körnern vor.

Wenn wir nun versuchen, in der Ausbildung der Mineralien Hinweise auf die Entstehung des "Granodiorits" zu finden, so bieten uns (ausser den weiter unten gesondert behandelten Akzessorien) nur die Feldspäte gewisse Anhaltspunkte.

Während der Anorthit-Gehalt der Plagioklase im Perlgneis von 35-29% An reicht, geht er im "Granodiorit" bis auf 25% An herunter. Auch die mittlere Zusammensetzung der Plagioklase hat sich von 30-32% An auf 28-30% An erniedrigt.

5 cm



Granodiorit
Fpkt. P 20 Ru



0,2 mm

Fpkt. P 196 La

Und während die Plagioklase im Perlgneis recht homogen zusammengesetzt sind, haben die Plagioklase im "Granodiorit" basischere Kerne, die bis zu 5% An mehr besitzen als die Randpartien.

Wenn also der "Granodiorit" wirklich durch Granitisation entstanden ist, dann ist bei seiner Bildung nicht nur Kalifeldspat zugeführt worden, sondern auch die Zusammensetzung der Plagioklase hat sich etwas zum sauren Bereich hin verschoben. Und da wir hier nie einen Zonarbau mit sprunghafter Änderung des Anorthitgehalts finden, muss die Granitisierung auch mit einem weitgehenden Umbau des Plagioklasgitters verbunden gewesen sein.

VERGLEICH DER BEIDEN GESTEINE

3.1 Der Stoffbestand

Kennen wir die stoffliche Zusammensetzung eines Gesteins, so können wir es in einer beschreibenden Systematik unterbringen und mit einem mehr oder weniger kennzeichnenden Namen belegen. Leider ist damit über die Entstehungsgeschichte des Gesteins häufig gar nichts ausgesagt. Jedoch bietet uns der Vergleich des Stoffbestandes zweier Gesteine die Möglichkeit, den genetischen Zusammenhängen näher nachzuspüren.

3.11 Der Modus

Zur Ermittlung des quantitativen Mineralbestandes wurden über 60 Modalanalysen mit Hilfe des Pointcounter-Tisches durchgeführt. So war es möglich, eine ausreichende Anzahl von repräsentativen und reproduzierbaren Zahlenwerten der modalen Gesteinszusammensetzung zu erhalten.

3.111 Genauigkeit der Methode

Zur Auswertung und Beurteilung der Modalanalysen ist es notwendig, die Genauigkeit der angewandten Methode zu kennen. Hierbei müssen wir zwei Schritte unterscheiden, mit denen wir jedesmal einen Teilbereich als repräsentativ für einen grösseren Bereich betrachten und so einem statistischen Fehler unterliegen:

1. Wir betrachten den erhaltenen Zahlenwert (Messpunkte pro Mineralspezies) als repräsentativ für die Fläche des gemessenen Dünnschliffes.
2. Wir betrachten die Schlifffläche als repräsentativ für die Zusammensetzung eines grösseren (0,1 bis 100 m) Bereiches des untersuchten Gesteinskörpers.

Die Genauigkeit, mit der unsere gemessenen Werte der tatsächlichen Zusammensetzung der Schlifffläche entsprechen, errechnet sich für den point counter nach den Gesetzen der Wahrscheinlichkeitsrechnung folgendermassen:

Bei einer angenommenen Anzahl von Messpunkten $n = 1$ erhalten wir für die Abweichung (mittlere Streuung) s vom wahren Wert

$$s^2 = pq,$$

wobei $0 \leq p \leq 1$ die Häufigkeit bezeichnet, mit der unser Punkt $n = 1$ im Schliff auf eine bestimmte Mineralart fällt; aus der Definition der Wahrscheinlichkeit q ergibt sich für den umgekehrten Fall q , dass unser Punkt nicht auf ein bestimmtes Mineralkorn fällt

$$q = (1 - p).$$

Für $n > 1$ folgt entsprechend

$$s_n^2 = \frac{pq}{n}$$

$$s_n = \sqrt{\frac{pq}{n}}$$

Die Genauigkeit des bei der Modalanalyse erhaltenen Zahlenwertes hängt also ab von der Anzahl n der Messpunkte und dem prozentualen Anteil p der einzelnen Mineralkomponenten, wobei der Wert s gegen Schwankungen von n und p weitgehend unempfindlich ist. Veränderungen von n , die in unserem Fall maximal zwischen $n = 2500$ und $n = 3500$ liegen, machen sich bei s erst in der zweiten Dezimale bemerkbar und können daher vernachlässigt werden. Einen etwas grösseren Einfluss hat der Prozentanteil p selbst; die Abweichungen vom wahren Wert errechnen sich für eine mittlere Anzahl von Messpunkten $n = 3000$ wie folgt:

Prozent der Mineralkomponente	1	10	20	30	40	50 %
Abweichung s	0.06	0.6	0.7	0.8	0.9	0.9 %

Wir haben also in allen Fällen eine Abweichung von weniger als 1 %, mit der unser gemessener Modus die wahre Zusammensetzung des Dünnschliffes repräsentiert.

Schwieriger wird die Sache, wenn wir die Genauigkeit betrachten, mit der die Schliffzusammensetzung die wahre Gesteinszusammensetzung repräsentiert. Vernachlässigen wir die inhomogene Verteilung der Mineralkomponenten im Gestein, so ist diese Genauigkeit eine Funktion der Korngrösse und der gemessenen Schlifffläche.

Unsere gemessene Schlifffläche beträgt im Durchschnitt 330 mm^2 ; die Korngrösse (im "Granodiorit" wie im Perlgneis) entspricht einem mittel- bis feinkörnigen granitischen Gefüge. Eine genaue mathematische Berechnung der Abweichung

der Zusammensetzung der Schlifffläche vom Gesamtgestein ist wegen der Schwierigkeit einer genauen Definition der Korngrösse (z.B. beim Quarz) unmöglich. Eine annähernde experimentelle Bestimmung der mittleren Abweichung wurde von F. CHAYES (1956) durchgeführt, der für unseren Fall ein $s = 2,5$ bis $3,0$ angibt.

Nehmen wir den ungünstigsten Fall an, so beträgt unsere "Fehlerbreite" maximal $0,9 + 3,0\%$, also $3,5$ bis $4,0\%$ oder $\pm 2\%$. Da es sich hierbei aber um zwei statistische Fehler handelt, die normalerweise nicht denselben Richtungssinn aufweisen, wird unsere Genauigkeit in den meisten Fällen grösser sein. Das heisst, dass die Genauigkeit der Modalanalyse stets grösser ist als die natürliche Schwankungsbreite der Gesteinszusammensetzung. Wie steht es nun mit dieser?

Im Diagramm Nr. 9 ist der Modalbestand der einzelnen Perlgneise in Volumprozent aufgetragen. Die Ecken des Dreiecks werden von $qu =$ Quarz, $plag =$ Plagioklas und $fem =$ Biotit, Muscovit und, soweit vorhanden, Cordierit und Granat gebildet.

Die einzelnen Werte sind recht verschieden, und eine bevorzugte Zusammensetzung lässt sich nicht erkennen. Auch die alkalisierten Perlgneise (schwarze Punkte) fallen recht weit auseinander. Bei einer Auszählung der Analysenpunkte nach der Belegungsdichte ergibt sich ein Maximum mit der Zusammensetzung $qu = 35$, $plag = 40$, $fem = 25$.

Anders ist es bei den "Granodioriten" Abb. 10. Die gesamte Schwankungsbreite ist kaum geringer als beim Perlgneis, aber ein guter Teil der Analysen drängt sich auf einem wesentlich engeren Raum zusammen. Hierbei wurde noch zwischen kalifeldspatreicheren (über 20 Volumenprozent) und -ärmeren (unter 20 Vol%) Gesteinen unterschieden. Es zeigt sich, dass zwischen dem Kalifeldspatgehalt und den übrigen Gemengteilen selbst bei einer so groben Einteilung kein klarer Zusammenhang besteht. Es scheint mir dies doch eher auf eine Alkalizufuhr hinzuweisen als auf eine Entstehung aus einer Schmelze; in letzterem Falle wäre doch eine gewisse gegenseitige Abhängigkeit aller vier Komponenten zu erwarten.

Zählen wir die Analysenpunkte der "Granodiorite" nach der Belegungsdichte aus, so finden wir ein Maximum, das mit dem Maximum der Perlgneise in dieser Darstellung (ohne Kalifeldspat) zusammenfällt. Doch liegt ein Nebenmaximum der "Granodiorite" deutlich näher an der $plag$ -Ecke und es gibt unter den "Granodioriten" kein Gestein mit so hohen fem -Werten, wie manche Perlgneise aufweisen.

Während bei den Perlgneisen 12 Proben grössere Biotit-Gehalte aufweisen als das Maximum, und nur 9 Proben weniger Biotit enthalten, ist bei den "Granodioriten"

Modalbestand der Perlgneise

qu

- Perlgneise
- alkalisierte Perlgneise

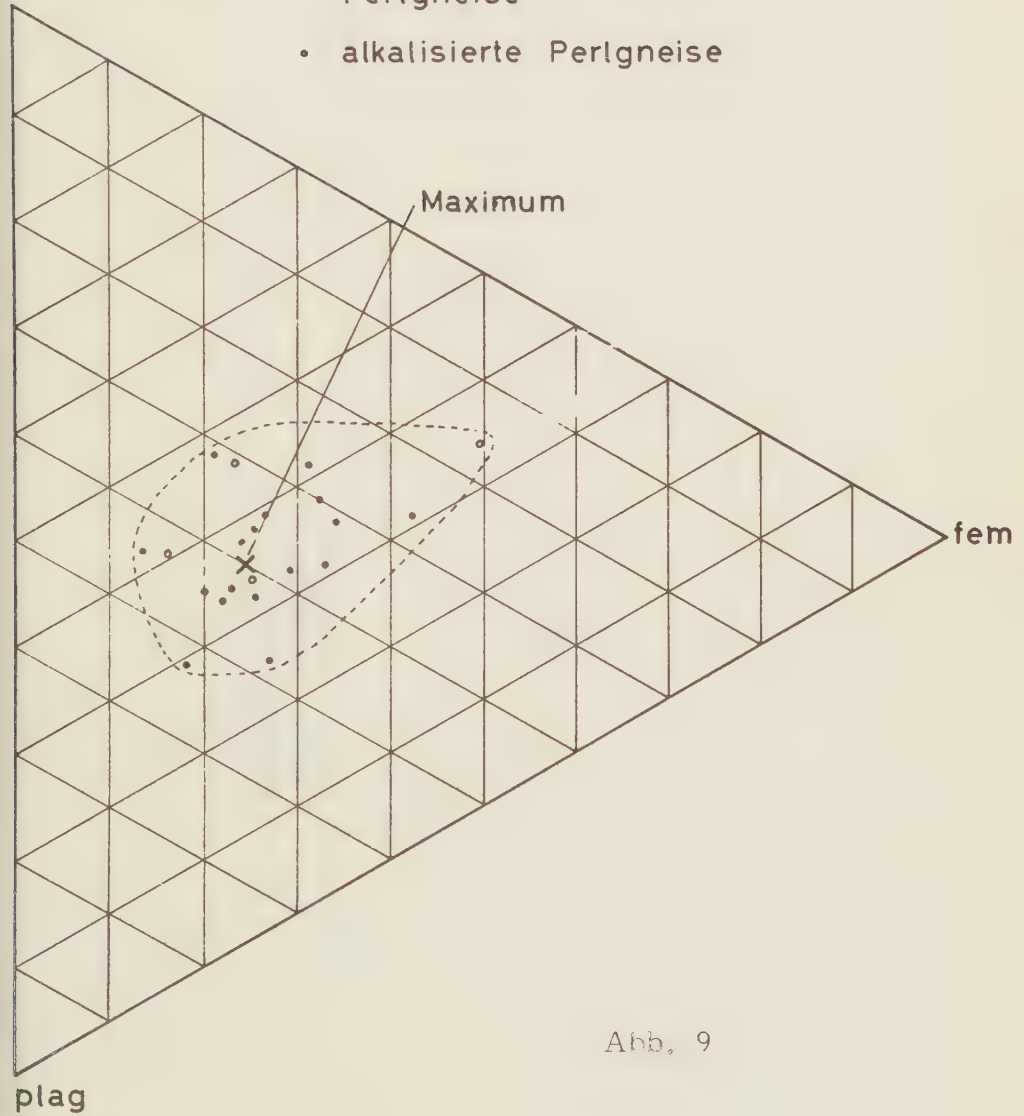


Abb. 9

Modalbestand der 'Granodiorite'

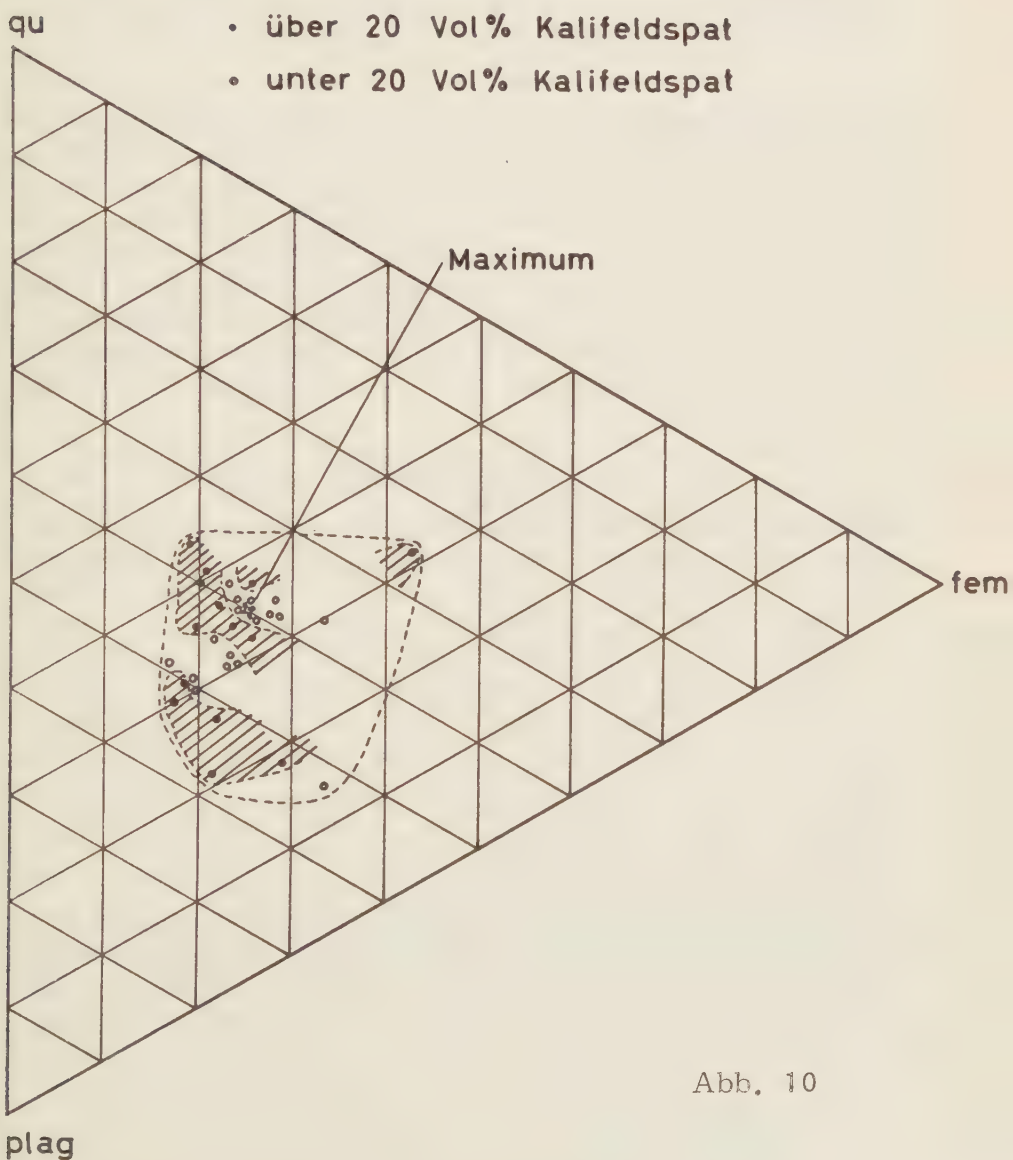


Abb. 10

bei 11 Proben der Biotitgehalt grösser und bei 19 Proben geringer als beim Maximum. Es ist also insgesamt trotz des Zusammenfallens der Maxima beim "Granodiorit" doch eine gewisse Verschiebung des Mineralbestandes zu einer leukokrateren Zusammensetzung hin zu beobachten. In Wirklichkeit ist diese "Leukokratisierung" noch deutlicher, weil ja noch 10-20% Kalifeldspat dazukommen.

Das engere Zusammenfallen der Analysenpunkte der "Granodiorite" darf wohl als charakteristischer Unterschied zu den Perlgneisen gewertet werden. Da die Perlgneise ja feinerkörnig sind als die "Granodiorite", muss die Messgenauigkeit höher sein als bei den "Granodioriten". Der Grund für die weite Streuung der Perlgneise liegt darin, dass sie inhomogener zusammengesetzt sind. Wenn also eine Verwandtschaft zwischen "Granodiorit" und Perlgneis besteht, so erlebte ersterer während seiner Entstehung eine gewisse Homogenisierung im cm-Bereich; eine Erscheinung, die durch das stärkere Mineralwachstum im "Granodiorit" durchaus zu erklären wäre.

3.112 Modalbestand von Perlgneis und "Granodiorit"

Betrachten wir unter den Perlgneisen die normalen, Kf-armen bis -freien Typen (mit und ohne Cordieritführung), so erhalten wir als Mittel von 17 Modalanalysen die Werte:

Qu	Pg	Bi	Akz	Kf	Mu	Cord ect.
34.9	37.9	20.3	0.6	0.4	2.7	3.2% Vol.

Das Mittel ^x von 31 "Granodioriten" ergibt:

Qu	Pg	Bi	Akz	Kf	Mu	Cord ect.
26.5	35.7	17.5	1.3	16.1	2.4	0.5% Vol.

Unter der Voraussetzung, dass die beiden Gesteine wirklich in einem genetischen Zusammenhang stehen, sollte ein Vergleich der beiden Mittel uns über die dabei vor sich gegangenen Stoffverschiebungen unterrichten. Sehen wir uns die Unterschiede einmal näher an:

^x Einzelwerte siehe Anhang (hinter Literaturverzeichnis)

	Qu	Pg	Bi	Akz	Kf	Mu	Cord
Granod.	26.5	35.7	17.5	1.3	16.1	2.4	0.5% Vol.
Perlgn.	34.9	37.9	20.3	0.6	0.4	2.7	3.2% Vol.
Diff.	-8.4	-2.2	-2.8	+0.7	+15.7	-0.3	-2.7

Der "Granodiorit" hat also gegenüber dem Perlgneis eine Zunahme an Kalifeldspat (von 0.4 auf 16.1 %) und an Akzessorien (von 0.6 auf 1.3 %) erfahren; damit geht Hand in Hand eine entsprechende Abnahme aller anderen Bestandteile.

Denken wir uns den überzähligen Kalifeldspat aus dem "Granodiorit" entfernt, und rechnen den Rest wieder auf 100 % um, so ergibt sich folgendes Bild:

	Qu	Pg	Bi	Akz	Kf	Mu	Cord
Granod.	31.5	42.3	20.8	1.5	0.4	2.9	0.6% Vol.
Perlgn.	34.9	37.9	20.3	0.6	0.4	2.7	3.2% Vol.
Diff.	-3.4	+4.4	+0.5	+0.9	0.0	+0.2	-2.6

Es zeigt sich also, dass neben der Kalifeldspatzufuhr noch andere, wenn auch geringere stoffliche Verschiebungen eingetreten sind. Biotit ist praktisch gleichgeblieben; doch hat sich der Cordieritgehalt beträchtlich gesenkt, ebenso liegt die Differenz beim Muscovit noch innerhalb der Fehlergrenze. Eine Zunahme von fast 12 % zeigt der Plagioklas; das heisst, dass zusammen mit dem Kalifeldspat auch Plagioklas neu gebildet wurde, wenn auch erheblich weniger. Die Zunahme bei den Akzessorien - die weitgehend zu Gunsten des Apatits geht, wie sich später (3.22) noch ergibt - beträgt 150 % des Altbestandes; sie ist in allen Schliften als typisches Merkmal des "Granodiorits" zu beobachten, parallel zu den erhöhten Kalifeldspatgehalten.

Eine deutliche Abnahme stellen wir bei Cordierit, Sillimanit und Granit fest. Sie werden durch Plagioklas und Biotit ersetzt; vielleicht lassen sich auch die +0.5 % Biotit darauf beziehen. Es ist dies nicht überraschend, da diese Mineralien in den Perlgneisen bereits instabil werden und in einer angenommenen Entwicklungsreihe Cordieritgneis - Perlgneis - "Granodiorit" immer mehr abnehmen müssten.

Interessant ist jedoch die Abnahme an Quarz, die 10 % des Altbestandes ausmacht. Sie zeigt, dass die Neubildung von Feldspat zum Teil auf Kosten des Quarzes ging; mit anderen Worten, dass bei der Granitisierung relativ mehr Alkali als SiO_2 zugeführt worden sein müsste.

Es erhebt sich in diesem Zusammenhang die Frage nach den umgesetzten Stoffmengen. Eine Umsetzung, wie sie hier vielleicht vorliegt, kann einmal unter Volumkonstanz verlaufen; dann müssten den Zufuhren an Ionen (K, Al, Ca) ebenso grosse Abwanderungen entsprechender Elemente (Fe, Mg) gegenüberstehen.

Die andere Möglichkeit wäre, dass die Stoffzufuhren additiv erfolgten und sich das Volumen des "Granodiorit"körpers um rund ein Sechstel vergrößert habe. Abgesehen von geringfügigen Verdrängungen wären keine Ionen weggeführt worden.

Aus den Modalanalysen lässt sich ja nur die relative Zu- oder Abnahme eines bestimmten Minerals oder Elements entnehmen. Für die Bestimmung der absoluten Grössen müssten wir von einem bestimmten Mineral oder Ion wissen, dass es bei der Umsetzung in seiner Menge völlig unverändert blieb.

Leider fehlt ein solcher Indikator. Am ersten wären noch die Zirkone hierfür verwendbar, die die trügste Phase in beiden Gesteinen darstellen. Wie jedoch später (3.25) noch abgeleitet wird, sind die Zirkone im Perlgneis und "Granodiorit" - in ihrem jetzigen Zustand jedenfalls - nicht mehr identisch. Damit ist auch die Vergleichbarkeit der mittleren Zirkondichten (Zirkone pro Flächeneinheit) nicht mehr gegeben.

Wenn wir die mittleren Zirkondichten mit entsprechenden Vorbehalten dennoch einander gegenüberstellen, so haben wir die beiden Mittelwerte: 125 Zr/mm^2 im Perlgneis und rund 100 Zr/mm^2 im "Granodiorit". Die beiden Werte entsprächen also ungefähr einer Volumenzunahme von 20%.

Die Konstanz des Biotits scheint mir ebenfalls für eine Stoffvermehrung, nicht für einen Stoffaustausch zu sprechen. Denn es ist zu erwarten, dass bei einer metasomatischen Kalifeldspatblastese in erster Linie der Biotit verdrängt werden sollte.

Andererseits sollten bei einer Volumenzunahme des "Granodiorits" Rückwirkungen auf das Nebengestein zu erwarten sein. Es lassen sich im Gefüge jedoch keine Hinweise auf derartige Einflüsse finden. Die Entscheidung in dieser Frage muss daher offenbleiben.

Zusammenfassend ergibt sich, dass wir bei Wegnahme des Kalifeldspats (und des Apatits) aus dem "Granodiorit" im Mittel mit einer erstaunlichen Genauigkeit den Stoffbestand des Perlgneises erhalten. Die geringfügigen Verschiebungen bei einem Teil der Proben zu einer leukokrateren Zusammensetzung lassen sich ebenfalls auf eine Alkalizufuhr beziehen und zeigen den zu erwartenden Richtungssinn.

In diesem auffälligen Zusammenhang möchte ich doch mehr als ein zufälliges Zusammentreffen sehen; Nämlich den deutlichen Hinweis, dass zwischen Perlgnais und "Granodiorit" eine stoffliche Verwandtschaft besteht, die ein gleiches Ausgangsmaterial und eine ähnliche Bildungsweise wahrscheinlich macht.

3.12 Der Chemismus

Aus den Modalanalysen wurden durch Multiplikation mit den spezifischen Gewichten die Gewichtsprozentage gewonnen. Hieraus wurden mit Hilfe von Analysen der einzelnen Mineralkomponenten die chemischen Bauschanalysen errechnet. Um die Vergleichbarkeit der gewonnenen Werte zu gewährleisten, werden im folgenden nur berechnete Analysen verwendet; die tatsächlich angefertigten dienen als Vergleich.

Aus den chemischen Bauschanalysen wurden nach dem Verfahren von P. NIGGLI (1923) die Molekularwerte berechnet und zur besseren Veranschaulichung der Zusammenhänge in das Konzentrationstetraeder mit den Ecken al, fm, c und alk projiziert. Für die Darstellung in der Ebene wurden die einzelnen Tetraederschnitte herausgegriffen.

3.121 Genauigkeit der Methode

Die Genauigkeit der errechneten chemischen Bauschanalysen hängt einerseits ab von der Genauigkeit der zugrundegelegten Modalanalysen, andererseits von der Genauigkeit der für die Umrechnung benutzten Mineralanalysen nach E. TRÖGER (1935).

Die Fehlergrenze bei den chemischen Analysen der einzelnen Mineralphasen ist unbekannt; ebenso, wie weit diese Mineralien den in unseren Gesteinen vorkommenden in ihrer Zusammensetzung wirklich entsprechen. Andererseits fallen Abweichungen hier nur wenig ins Gewicht, da diese Zahlen allen umgerechneten Bauschanalysen zugrundeliegen und so einen ähnlichen Fehler bilden, der für Vergleichszwecke (worauf es uns ja ankommt) nicht wesentlich ins Gewicht fällt. Der Mengenanteil der einzelnen Mineralkomponenten wechselt nicht so stark, dass hierdurch eine von Fall zu Fall verschiedene nennenswerte Ungenauigkeit eingeführt würde.

Anders steht es mit den Modalwerten. Wir haben gesehen, dass die einzelnen Zahlen bis zu $\pm 2\%$ vom wahren Wert der Gesteinszusammensetzung abweichen können, und wir beziehen unsere Analysenzahlen ja aus der Addition von Pro-

zentanteilen der verschiedenen Mineralkomponenten. So hängt z.B. der SiO_2 -Gehalt der Bauschanalyse im wesentlichen von Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat und Biotit ab; der Al_2O_3 -Gehalt von Plagioklas, Kalifeldspat und Biotit usw. Nun sind aber diese vier Hauptbestandteile nicht unabhängig voneinander, da sie ja zusammen rund 100% ergeben; das heisst, wenn wir in zwei Fällen um je 2%, also um 4 Volumprozent zuviel gemessen haben, so werden wir für die beiden anderen Komponenten einen um 4% zu niedrigen Wert bekommen.

Rechnen wir den maximal möglichen Fehler einmal für SiO_2 durch, das den grössten Prozentanteil ausmacht. Wir können den SiO_2 -Wert in der Hauptsache aus 4 Mineralphasen ableiten, für die in erster Annäherung die Gleichung gilt:

$$\text{Qu} + \text{Pg} + \text{Kf} + \text{Bi} = 100 \text{ Vol\%}$$

in Zahlen: $30 + 30 + 20 + 20 = 100 \text{ Vol\%}$

Da diese Mineralien SiO_2 im Prozentsatz von rund Qu: 100%, Pg: 60%, Kf: 65% und Bi: 35% besitzen, errechnet sich der durchschnittliche SiO_2 -Gehalt des Gesteins wie folgt:

$$30 + 18 + 13 + 7 = 68 \text{ Vol\% SiO}_2$$

Nehmen wir an, wir erreichen bei zwei Komponenten (und zwar bei denen mit dem höchsten SiO_2 -Gehalt) die obere Fehlergrenze von +2 Vol%, so sind notwendigerweise die Werte für die beiden anderen Mineralien um diesen Betrag zu niedrig:

$$32 + 32 + 18 + 18 = 100 \text{ Vol\%}$$

Das ergibt für die SiO_2 -Anteile:

$$32 + 19.2 + 11.7 + 6.3 = 69.2 \text{ Vol\% SiO}_2,$$

ergibt also einen Fehler von +1.2 Vol%.

Der Fall, dass wir bei 3 Komponenten die obere Fehlergrenze erreichen, ist sehr unwahrscheinlich. Theoretisch sieht das so aus:

$$32 + 32 + 22 + 14 = 100 \text{ Vol\%},$$

in SiO_2 -Anteilen:

$$32 + 19.2 + 14.3 + 4.9 = 70.4 \text{ Vol\% SiO}_2.$$

Wir hätten hier also einen Fehler von +2.4 Vol%. Nach F. CHAYES (1956) tendiert der Biotit auf Grund des Schnitteffektes bei halbopaken Körnern stets dazu,

bei der Modalanalyse überbewertet zu werden. In diesem Fall gilt:

$$32 + 32 + 14 + 22 = 100 \text{ Vol}\%,$$

ergibt in SiO_2 -Gehalten:

$$32 + 19.2 + 9.1 + 7.7 = 68.0 \text{ Vol}\% \text{ SiO}_2.$$

Hier hebt sich der Fehler selbst auf, was überhaupt in vielen der in Frage kommenden Fälle mehr oder weniger der Fall sein wird.

Diese Überlegungen lassen sich ganz analog auch für die Unterbewertung einer oder mehrerer Mineralkomponenten um $-2 \text{ Vol}\%$ anstellen, so dass wir für die oben errechnete Abweichung von $2.4 \text{ Vol}\%$ auch $\pm 2.4\%$ schreiben dürfen. Beziehen wir diese 2.4% auf die $68 \text{ Vol}\% \text{ SiO}_2$, so erhalten wir 3.5% . Für die anderen Oxyde gelten analoge Überlegungen, die uns zu Fehlern in derselben Grössenordnung führen. Wir haben also einen maximalen Fehler von $\pm 3.5\%$, bezogen auf den errechneten Wert, in Betracht zu ziehen.

3.122 Vergleich der chemischen Zusammensetzung von "Granodiorit" und Perlgneis

Da der Vergleich der chemischen Analysenwerte wegen der Menge von Variablen zu unübersichtlich ist, folgen wir der bekannten Methode von P. NIGGLI (1923) und bedienen uns der besser handzuhabenden Molekularwerte.

Nahezu alle Analysenpunkte der Perlgneise liegen im Schnitt III des Niggli'schen Konzentrations-tetraeders, der einem c/fm-Verhältnis von $0.25-0.43$ entspricht. Die einzelnen Punkte verteilen sich auf eine ziemlich grosse Fläche; ein Zeichen für die beträchtliche Variationsbreite der chemischen Zusammensetzung, die sich von dem Bereich der tonigen Sedimente bis in das Feld der Eruptivgesteine erstreckt (Abb. 11).

Diese breite Streuung ist wohl zum Teil auf die primär wechselnde Zusammensetzung der sedimentären Ausgangsgesteine, zum Teil auf die metamorphe Differentiation der daraus entstandenen Paragneise zurückzuführen. Orthogesteine dürften an dieser Gneisserie nicht beteiligt gewesen sein.

Der Mittelwert von 30 Grauwackenanalysen (nach C.W. TYRRELL 1931) entspricht dagegen recht genau dem Chemismus der Perlgneise. Dabei streuen die Analysenpunkte der Perlgneise bis zum Mittelwert der Tonschiefer (113 Tonschieferanalysen, nach G. FISCHER), der allerdings schon im Schnitt II liegt.

Schnitt 3

23 Perlgneise

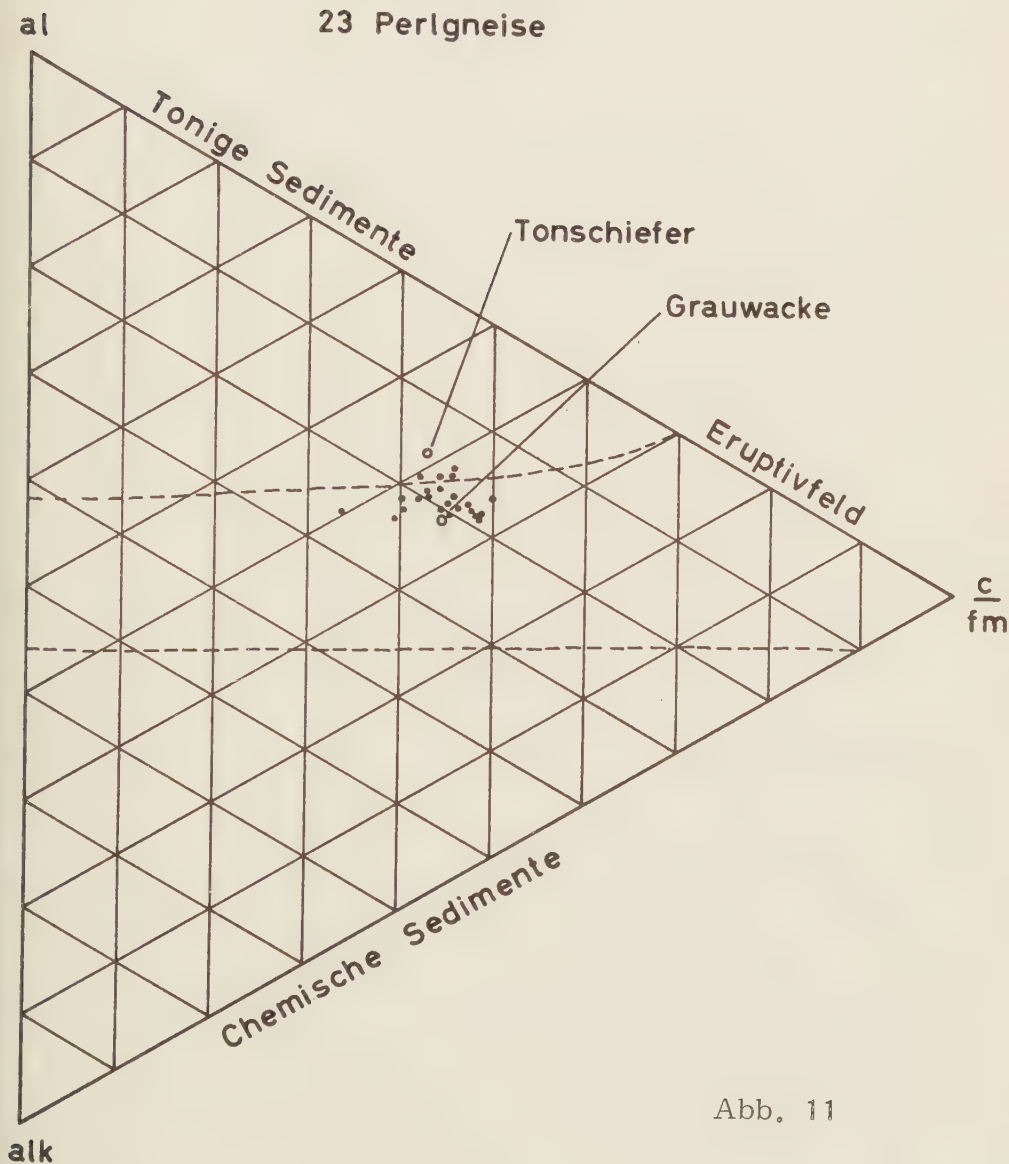


Abb. 11

Schnitt 4

31 'Granodiorite'

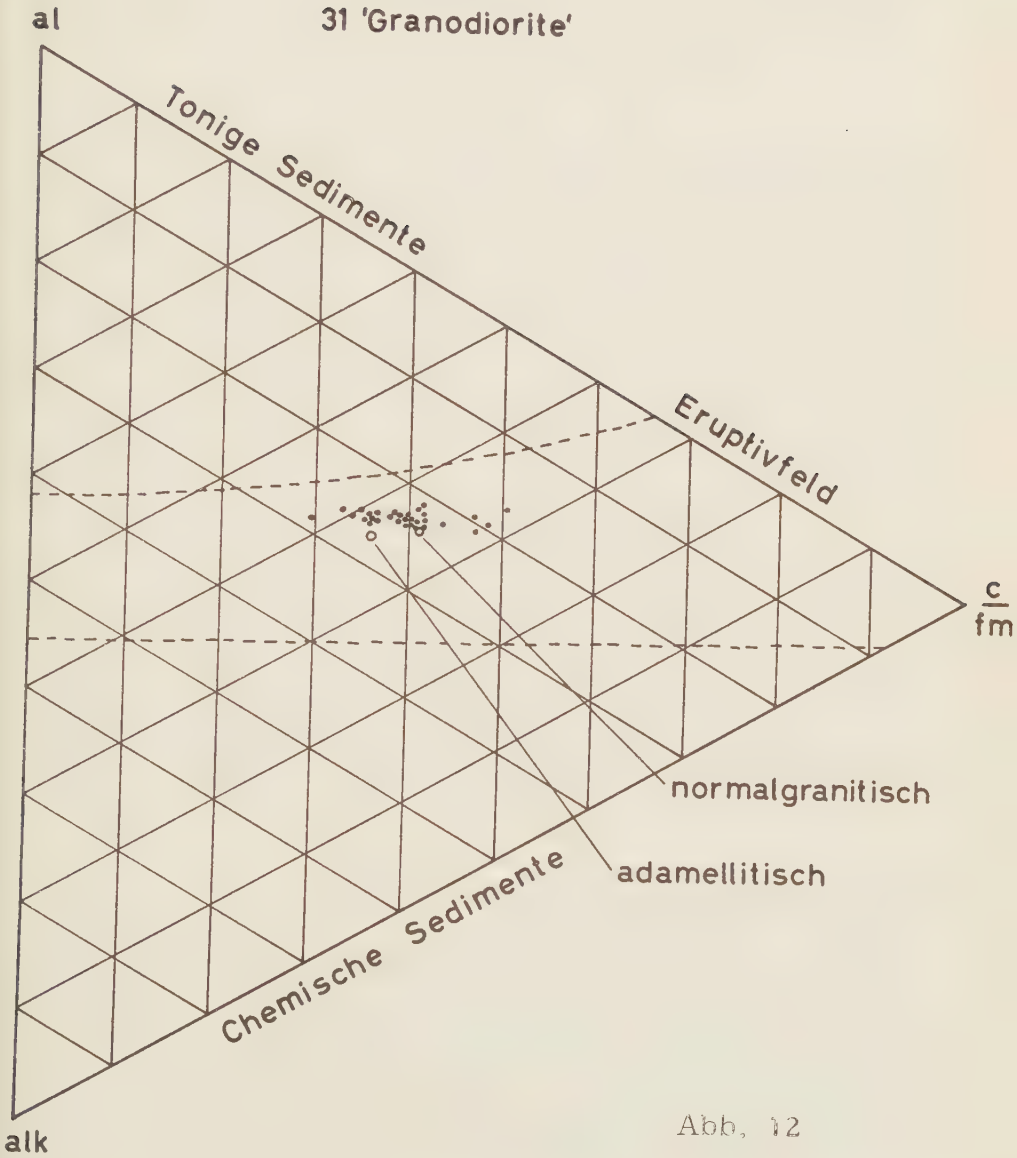


Abb. 12

Es liegt sehr nahe, als Ausgangsmaterial für die Perlgneise eine Folge von Grauwacken mit Einschaltungen von Tonschiefern anzusehen; eine Folgerung, die sich auch aus rein geologischen Überlegungen (geringe chemische Aufbereitung im Präkambrium) ergibt. Die Tonschiefer erklären überdies ganz zwanglos das deutliche Ca-Defizit der Perlgneise.

Die "Granodiorite" hingegen liegen zum grössten Teil bereits im Schnitt IV ($c/fm = 0.43 - 0.67$); das heisst, der Anteil von Ca gegenüber Mg und Fe ist gestiegen. Das ist im ersten Moment erstaunlich, da im "Granodiorit" sowohl die Menge wie der Anorthitgehalt der Plagioklase abgenommen hat. Nun geht aus den Niggliwerten hervor, dass diese Verschiebung in erster Linie eine Abnahme des fm bedeutet. Das scheint der schon früher mitgeteilten Beobachtung, dass der Biotitgehalt im Mittel gleichblieb, zu widersprechen. Die Abnahme des fm muss also auf das Verschwinden von Gordierit und Granat zurückzuführen sein, die im "Granodiorit" ja fehlen, in manchen Perlgneisen aber recht verbreitet sind. Zudem besitzt der "Granodiorit" 0.8-1 Vol% mehr Apatit als der Perlgneis. Da der Apatit rund 52% CaO enthält, ergibt dies rund 0.5% CaO, das die scheinbare Ca-Zunahme ohne weiteres erklärt (Abb. 12). Im Grossen und Ganzen dürfte der Ca-Haushalt ziemlich konstant geblieben sein.

Alle "Granodiorite" liegen innerhalb des Eruptivfeldes; die einzelnen Punkte streuen wesentlich weniger als beim Perlgneis. Auf diese Erscheinung wurde ja bei der Besprechung des Modalbestandes bereits hingewiesen.

In das Feld der "Granodiorite" fallen die Analysenpunkte von zwei "Magmentypen" P. NIGGLIs: Das normalgranitische und das adamellitische Magma. Beide Analysenpunkte liegen am Rand des "Granodiorit"-feldes, abgewendet vom Perlgneis. Das Mittel der "Granodiorite" liegt ungefähr in der Mitte der beiden Typen:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	qz	Schnitt
Normalgranit	270	35	26	15	24	.42	.33	.58	+79	IV
"Granodiorit"	268	37	27	13	23	.44	.45	.50	+76	IV
Adamellitisch	330	37	23	13	27	.40	.40	.57	+122	IV

Beim Vergleich zeigt sich, dass der "Granodiorit" etwas kalkärmer, dafür reicher an Mg ist als die beiden Magmentypen. Bei gleichem al wie der Adamellit bringen die "Granodiorite" eine etwas niedrigere Alkalisumme, so dass sich hier eine - wenn auch geringe - Al-Übersättigung ergibt, die bei den Magmentypen fehlt.

Zum Vergleich seien noch die Werte für den Perlgneis aufgeführt:

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	qz	Schnitt
279	36	33	12	19	.37	.47	.38	+98	III

Zeichnen wir einmal Perlgneise und "Granodiorite" in einen Schnitt (III + IV), so überschneiden sich die beiden Felder zum Teil, wie wir das bei einer fortschreitenden Entwicklungsreihe Perlgneis - "Granodiorit" auch gar nicht anders zu erwarten haben. Die "Granodiorite" bilden gewissermassen die schmale "Stirn" des Perlgneisfeldes, das in breiter Front der normalgranitischen bis adamellitischen Zusammensetzung als "Ziel" der Granitisation zustrebt (Abb. 13).

Betrachten wir weiter die Verbindungslinie vom Mittel aller Perlgneise zum Mittel aller "Granodiorite" in etwa als den Vektor der Granitisation, so sehen wir, dass er aus der Zunahme an al (+1.5), an alk (+4.4) und der Abnahme an c+fm (-5.8) zusammengesetzt ist (Abb. 14), wobei die Verschiebung aus Schnitt III in Schnitt IV zeigt, dass im wesentlichen eine Abnahme des fm stattfindet.

Als vierte Komponente kommt dazu noch die Verbindung durch die NIGGLI'schen Schnitte hindurch, die von den Tonschiefern (Schnitt II) über die Perlgneise (Schnitt III) zu den "Granodioriten" (Schnitt IV) führt. Sie entspricht der relativen Abnahme von fm gegenüber c. Es zeigt sich auch, dass das Feld der "Granodiorite" als Ganzes ungefähr der Richtung der Granitisation parallel liegt. Die deutliche lineare Anordnung der Analysenpunkte wird nun verständlich; die Variationsbreite des "Granodiorits" könnte auf das Zusammenwirken des unterschiedlichen Ausgangschemismus mit dem Vektor der Granitisation zurückgeführt werden.

3.2 Die akzessorischen Bestandteile

Zur Klärung der wechselseitigen Beziehungen zwischen Perlgneis und "Granodiorit" und der Genese des "Granodiorits" wurden die Schwermineralien Zirkon und Apatit herangezogen. Hierbei wurde besonderer Wert darauf gelegt, möglichst viele - durch Zahlenwerte belegbare und vergleichbare - exakte Beobachtungsdaten zu erhalten.

Die Akzessorien bieten sich für gesteinsgenetische Untersuchungen, insbesondere für den Vergleich mehrerer Gesteine, als ideales Untersuchungsobjekt geradezu an. Denn erstens sind sie - insbesondere die Zirkone - die widerstandsfähigsten Mineralien, die uns selbst in hoch- und polymetamorphen Gneisen

Schnitt 3 + 4

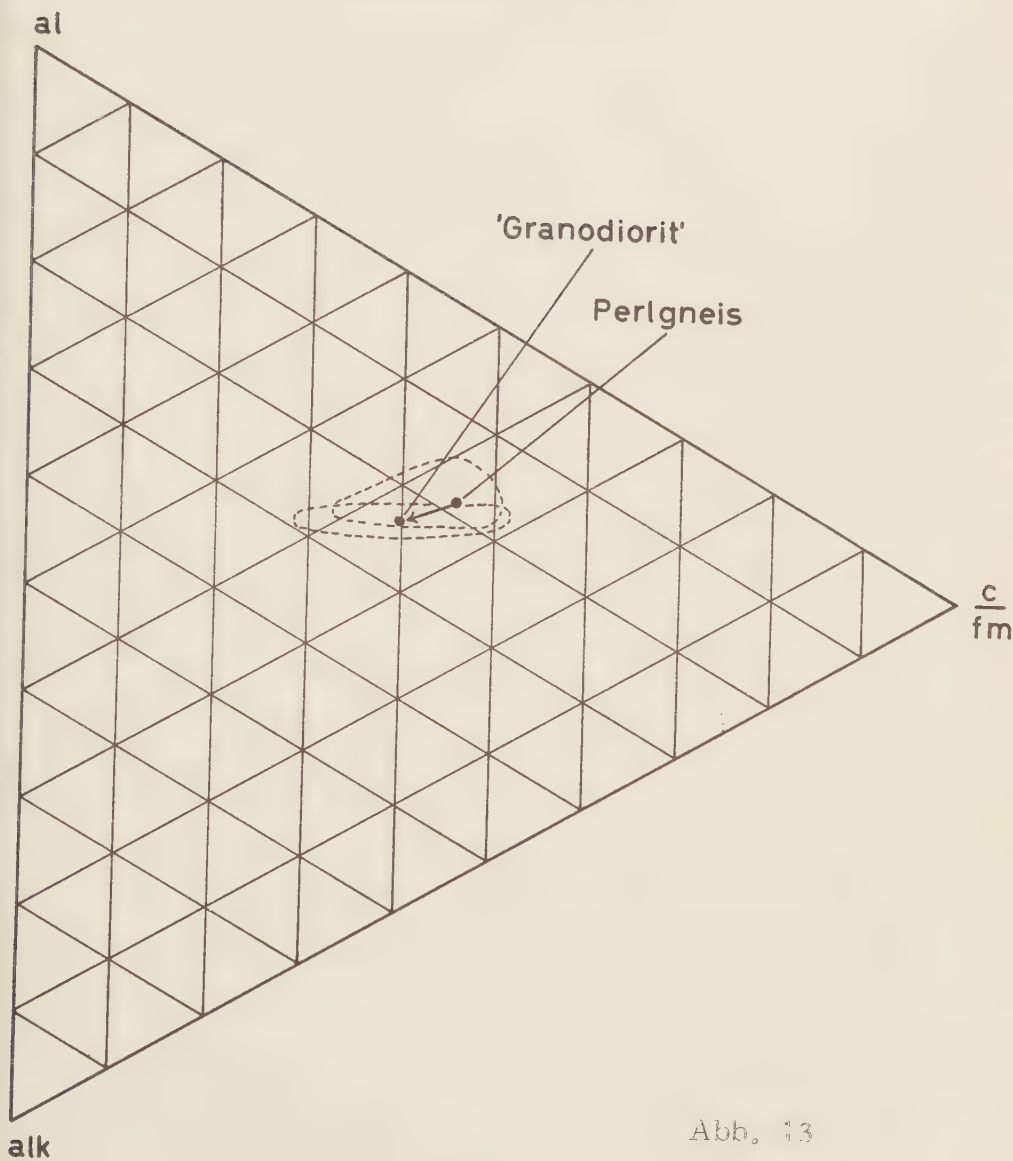


Abb. 13

Schnitt 3 + 4

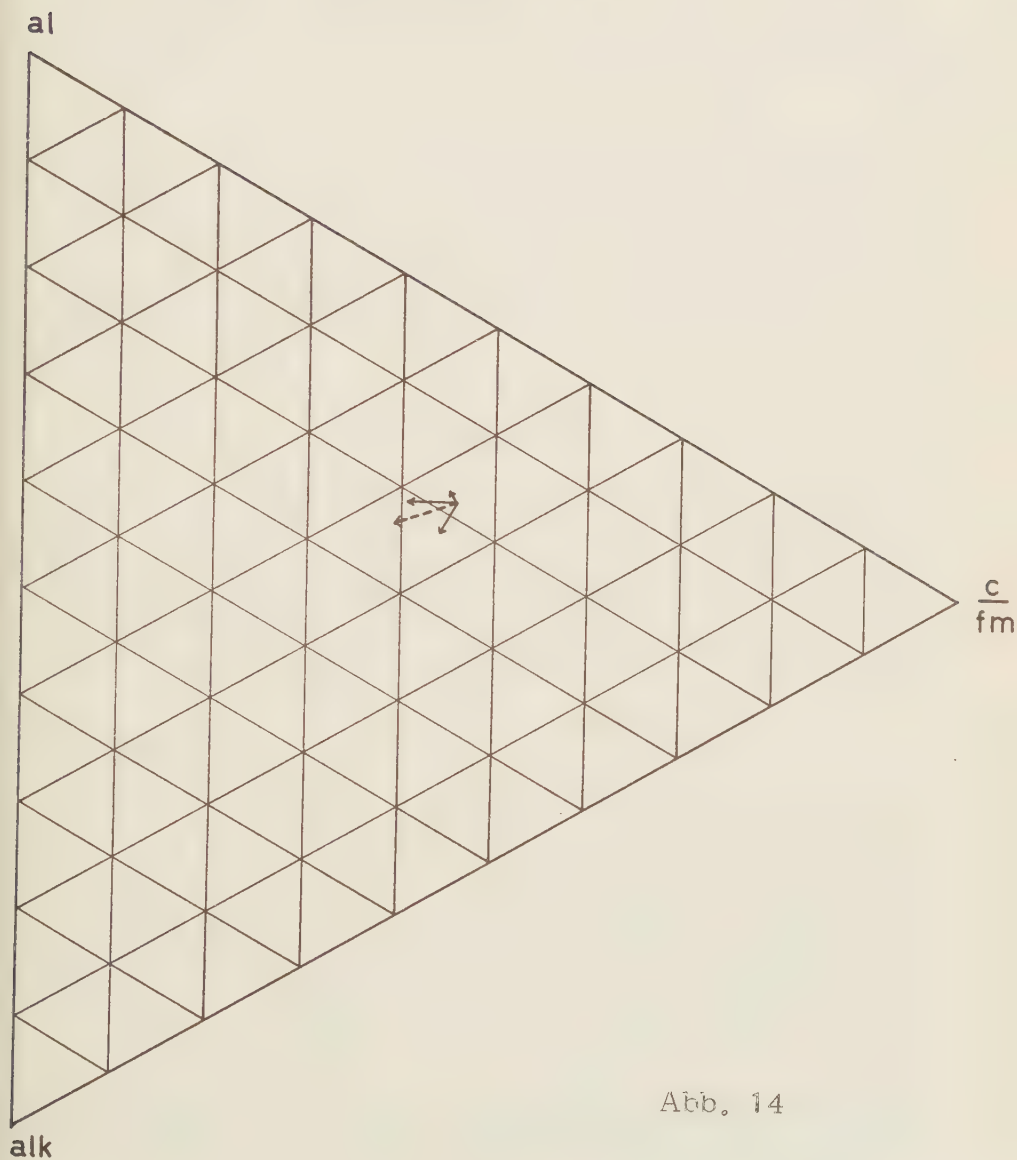


Abb. 14

die sedimentäre Abkunft oft noch eindeutig erkennen lassen. Dann sind sie uberaus träge in ihrem chemisch-physikalischen Verhalten, so dass sie Umkristallisationen des Gesteins oft unbeschadet überdauern. Der Punkt, an dem die Zirkone weiterwachsen, umkristallisieren oder neugebildet werden, bezeichnet in etwa die Grenze fest - teilverflüssigt, so dass die Zirkone unter Umständen als Indikatormineral für diesen so wichtigen Vorgang benutzt werden können.

Weiterhin sind sie meist in so grosser Menge im Gestein vorhanden, dass sie eine genügende Anzahl von Messungen für statistische Zwecke erlauben. Und überdies sind sie klein genug, um in normalgrosse andere Mineralphasen (Biotit, Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz) in so grosser Menge ein- und angelagert zu werden, dass sich statistische Durchschnittswerte über die Anlagerungsvorgänge gewinnen lassen. Wie im folgenden gezeigt wird, ermöglicht ihre eingehende Untersuchung die Aufhellung wichtiger petrogenetischer Fragen, die sonst ungeklärt bleiben müssten.

3.21 Qualitative Beobachtungen im Dünnschliff

Schon durch die reine Beobachtung unter dem Mikroskop lassen sich einige Rückschlüsse auf die Genese der Akzessorien - und damit des Gesteins - ziehen. Allerdings sind die erzielten Ergebnisse häufig mehrdeutig, so dass es nötig erscheint, die Akzessorien im Dünnschliff nach ihrer Gestalt, ihrer Verteilung in den übrigen Phasen und ihrem Volumen zu vermessen. Dies liefert uns gesicherte und vielseitige Daten, um die Entstehung des Gesteins kritisch zu beurteilen.

3.211 Die Akzessorien im Perlgneis

Die Zirkone sind im Perlgneis weit verbreitet, während sich die stets wesentlich grösseren Apatitkörner nur vereinzelt finden und auch ganz fehlen können.

Die Zirkone besitzen kurzprismatischen Habitus und zeigen teilweise idiomorphe Kornformen; die Kanten sind im allgemeinen etwas abgestumpft. Diese Kantenrundung kann bis zu linsenförmig abgerollten Körnern führen; dabei finden sich sämtliche Übergangsformen. Das bedeutet, dass zumindest ein Teil der Zirkone im Perlgneis sedimentären Ursprungs ist; ob dies für alle Körner zutrifft, werden wir in 3.25 näher untersuchen.

Die Zirkone sind stets bevorzugt an den Biotit gebunden (siehe auch 3.24). Das könnte einmal bedeuten, dass die - magmatisch ja stark im Biotit angereicherten - Zirkone im ursprünglichen Verband mit dem Biotit zusammen wieder

abgelagert wurden. Das ist jedoch höchst unwahrscheinlich, da die Zirkone zum Teil eine deutliche Abrollung bis zum Ellipsoid aufweisen, was eine Trennung von den umhüllenden Glimmern voraussetzt. Überdies lässt sich nachweisen, dass die Zirkone eine ausgezeichnete Sortierung nach der Korngrösse aufweisen (siehe 3.25) und somit einen ziemlich weiten Transportweg ohne Zusammenhang mit den Glimmern hinter sich haben müssen.

Andererseits haben Untersuchungen in niedrig metamorphen Phylliten (E. DIMROTH 1960) ergeben, dass die Zirkone auch hier schon bevorzugt an den Biotit gebunden sind. Diese primäre Anreicherung der Zirkone ist darauf zurückzuführen, dass während der Metamorphose Quarz aus den s-Flächen weg-gelöst wird und die Biotitlagen ein Kondensat des schwer löslichen Restes darstellen. Doch ändert sich dieses Einschlussverhältnis während des Weiterschreitens der Metamorphose in gesetzmässiger Weise, wie wir in 3.24 sehen werden.

Die Apatite im Perlgneis sind stets von kurzprismatischen, gedrungenem Habitus; sie zeigen meist eine deutliche Idiomorphie mit gut ausgebildeten und ungerundeten Kanten. Ihre Verteilung im Gestein ist unregelmässig; über grössere Strecken hin können sie völlig fehlen.

Die Apatite können also - zumindest in ihrer jetzigen Form - nicht mit den Zirkonen zusammen als sedimentäre Körner in das Gestein gelangt sein, da sie ja auf einen mechanischen Transport viel deutlicher reagiert haben müssten als die wesentlich widerstandsfähigeren Zirkone. Die Apatite müssen also erst im Lauf der Metamorphose entstanden sein; ob durch Umkristallisation älteren Materials oder durch Neubildung, sei im Augenblick dahingestellt. Da die Apatite in den "Granodioriten" dieselben Fragen aufwerfen, wollen wir sie mit diesen zusammen weiter unten besprechen.

3.212 Die Akzessorien im "Granodiorit"

Bei den Zirkonen im "Granodiorit" beobachten wir nur wenige abgerollte oder kantengerundete Individuen; die meisten Körner sind idiomorph mit gut ausgebildeten Kanten. Und neben den vorzugsweise kurzprismatischen Formen, die wir auch im Perlgneis fanden, treten im "Granodiorit" längerprismatische Körner auf. Sie sind oft ziemlich klein, dann aber streng idiomorph ausgebildet.

Diese Beobachtungen könnten folgendermassen gedeutet werden: Im "Granodiorit" hat sich Zirkon neu gebildet - die eben erwähnten, langprismatischen kleinen Körner - und die alten Körner sind weitergewachsen, wobei zuerst die fehlenden Kristallflächen ergänzt wurden.

Damit hätten wir auch das Temperaturintervall für die Entstehung des "Granodiorits" festgelegt: Es beginnt die Neubildung von Zirkon, geht jedoch nicht so weit, dass sie die sedimentäre Abrollung aller Körner völlig unkenntlich machen konnte.

Zur Klärung dieser Frage wird die Untersuchung der statistischen Verteilung der Kornzahlen beitragen (3.25).

Im Gegensatz zum Perlgnais ist im "Granodiorit" der Apatit ein weit verbreitetes, ja ein typisches Mineral (siehe Abb. 15). Sein Habitus ist kurzprismatisch bis äquidimensional; langprismatische Körner fehlen so gut wie völlig. Die einzelnen Körner sind fast immer streng idiomorph mit scharf ausgebildeten Kristallflächen: (1010), (1011) und (0001).

Dies zeigt, dass wir es bei den Apatiten nicht mit alten sedimentären Körnern, sondern mit neu gesprossenen Holoblasten zu tun haben. Die kurzprismatische Ausbildung ist ein Hinweis, dass die Apatite nicht hydrothermal bei tiefen Temperaturen entstanden sind, sondern ihre Entstehung gesteigerten Temperaturen verdanken, also mit der Genese des "Granodiorits" verknüpft sind.

Die Apatite sind im Dünnschliffbereich unregelmässig verteilt; apatitarms Bereiche wechseln mit Stellen, wo 30 bis 40 Apatitkörner aller Grössen nestartig auf einem Fleck sitzen. Diese Weise ihres Auftretens macht es wahrscheinlich, dass die Apatite nicht etwa aus feinverteilt im Gestein vorhandenem P_2O_5 sammelkristallisiert sind. Die Frage der Herkunft der Apatite wird uns in 3.25 noch ausführlich beschäftigen.

Wichtig ist für uns der Zeitpunkt der Apatitblastese im Verhältnis zur Durchbewegung des Gesteins. Es zeigt sich, dass die Apatite, insbesondere die säulig entwickelten, nicht selten quer zu ihrer Längserstreckung durchgebrochen sind; die einzelnen Stücke liegen jedoch immer völlig glatt aufeinander. Da die Apatite, wie wir sehen, schon auf sehr geringe Spannungen im Gestein mit Zerklebung antworten - auf die noch nicht einmal die Biotite reagierten! -, wir jedoch nirgends auseinandergedriftete Bruchstücke beobachten, können die Apatite keinerlei Deformation mehr miterlebt haben. Die Apatite sind also posttektonisch entstanden.

Hier erhebt sich natürlich die Frage, ob die Apatite auch wirklich in ihrer Substanz und nicht nur in ihrer Kristallisation spätektonische Bildungen sind. Wenn auch die Beobachtungen gegen eine Sammelkristallisation sprechen, so erscheint doch eine Umkristallisation aus alten sedimentären - oder magmatischen - Apatitkörnern nicht ausgeschlossen. Die bisher vorliegenden Hinweise lassen noch keine Entscheidung zwischen den beiden Möglichkeiten zu. Um dem Gang der Untersuchung nicht vorzugreifen, wollen wir die Beantwortung dieser Frage bis zum Kapitel 3.25 verschieben.

Beim Betrachten der Dünnschliffe gewinnt man mitunter den Eindruck, dass die Apatite vielleicht eine - wenn auch schwache - Regelung ihrer c-Achsen parallel der tektonischen B-Achse aufweisen. Ohne eingehende U-Tisch-Vermessung ist eine Entscheidung recht schwierig zu treffen, da bei den vorliegenden kurzprismatischen Körnern auch recht schiefe Schnitte zur c-Achse immer noch einen ziemlich äquidimensionalen Querschnitt erzeugen.

Da sowohl Regelung wie unregelmäßige Verteilung in Gesteinen sehr verschiedener Entstehung vorkommen kann, ist die Unsicherheit in dieser Frage nicht von grosser Bedeutung.

Merkwürdig ist die Tatsache, dass der Apatit - wie der Zirkon im Perlgneis und im "Granodiorit" - ganz bevorzugt an den Biotit gebunden ist. Da wir ja festgestellt haben, dass die Bildung der Apatite posttektonisch erfolgte, muss für diese Erscheinung trotz der äusserlichen Konvergenz eine andere Ursache massgebend sein als für die Bindung der Zirkone an den Biotit.

Jedoch lässt auch diese Beobachtung wieder zwei verschiedene Deutungen zu.

Sind die Apatite wirklich alte Bestandteile des Gesteins, dann ist zu erwarten, dass die bereits früher an den Biotit gebunden waren; sei es durch eine sedimentäre Anreicherung, sei es durch "Rest-Konzentration"; sei es durch Anlagerung bei der Auskristallisation aus einer Schmelze (allerdings sprechen ja die feldgeologischen Beobachtungen gegen eine "magmatische" Entstehung). In beiden Fällen würde die jetzt vorliegende Apatitanreicherung im Biotit die Abbildung einer älteren Anreicherung darstellen.

Ist der Apatit aber auf Grund einer jüngeren Zufuhr entstanden, so wäre das bevorzugte Sprossen des Apatits im Biotit wohl in erster Linie eine Frage der Wegsamkeit. Wenn auch die von den Biotiten im "Granodiorit"-gefüge belegten Orte kein zusammenhängendes s-Flächengefüge bilden, so sind sie doch auf den mechanisch wirksamsten Flächen angeordnet. Auf ihnen spielten sich die Hauptbewegungen ab, und sie sind wohl auch die wirksamsten Transportbahnen für Stoffwanderungen aller Art; eine Eigenschaft, die durch den Gitterbau der Phyllosilikate mit seinen leicht beweglichen Kationen sehr begünstigt wird. Dazu kommt noch, dass das Gitter der Glimmer mechanisch die geringste Festigkeit besitzt und dem wachsenden Apatitkristall den geringsten Widerstand bietet.

In manchen Apatiten sind auch Einschlüsse zu beobachten; und zwar handelt es sich ausschliesslich um Zirkone. Sie sind manchmal regellos im Kristall verteilt; hin und wieder sitzen sie auch genau im Zentrum des Apatits. Eine Anordnung auf Kristallflächen wurde nie festgestellt. Ausserdem sind die Zirkoneinschlüsse stets nur in geringer Anzahl vorhanden. 1 oder 2 Zirkone sind die Regel, in sehr grossen Apatiten können bis zu 3 Zirkone eingeschlossen werden. Der weitaus



Apatit in Biotit
'Granodiorit'

Fpkt. P 104 Ru

grösste Teil der Apatite ist jedoch einschlussfrei. Dieses Bild ist nach unseren bisherigen Ergebnissen auch durchaus zu erwarten. Die Zirkone sassen ehemals in ihrem Wirtmineral - meist Biotit - und wurden beim Aufspalten des Apatits als unverdauliches Material wohl oder übel übernommen. Die Lage des Zirkons zum wachsenden Apatit scheint dabei keine Rolle gespielt zu haben.

3.22 Mengenanteil der Akzessorien am Gestein

Schon bei einer flüchtigen Durchmusterung der Schliffe fällt auf, dass die Apatite in unserem "Granodiorit" wesentlich mehr Raum einnehmen, als dies in vergleichbaren Gesteinen üblich ist. Wir finden hier rund 1.1 Vol% Apatit, während der Durchschnitt in den Graniten und Granodioriten bei 0.1 bis 0.3 Vol% liegt. Im Perlgneis dagegen überschreiten die Apatite nicht das gewöhnliche Mass von 0.2 Vol%. Der Zirkongehalt bleibt in beiden Gesteinen in den allgemein zu beobachtenden Grenzen.

Als durchschnittlicher ^x Mengenanteil wurde aus 9 Dünnschliffen berechnet:

	Perlgnais	"Granodiorit"
Zirkon	0.11 Vol%	0.14 Vol%
Apatit	0.19	1.06

Der Zirkongehalt ist in beiden Gesteinen nahezu derselbe, und man könnte den Unterschied wohl als Messfehler betrachten. Die beobachteten Wachstumserscheinungen lassen es jedoch als möglich erscheinen, dass doch eine Vermehrung des Zirkongehalts eingetreten ist.

Der Unterschied im Apatitgehalt ist dagegen ganz beträchtlich; er beträgt 0.87 Vol%. Da die Perlgneise nicht selten ganz apatitfrei sind, dürfen wir wohl mehr oder weniger die ganzen 1.06 Vol% als Unterschied betrachten.

Es tritt keineswegs bei allen Granitisationen eine Apatitblastese auf; aber in unserem Fall ist es eine Beobachtungstatsache, dass die kalifeldspatreicheren "Granodiorite" wesentlich mehr Apatit enthalten. Wenn also die Annahme richtig ist, dass Perlgneise und "Granodiorite" auf dasselbe Ausgangsmaterial zurückgehen, dann ist neben der Kalifeldspatzufuhr auch mit einer beträchtlichen Apatitzufuhr zu rechnen.

^x Einzelwerte siehe Anhang (hinter Literaturverzeichnis)

3.23 Längen-Breitenindex der Zirkone und Apatite

Der Habitus der Zirkone wie der Apatite zeigt eine gewisse Abhängigkeit von der Bildungstemperatur in der Art, dass mit sinkender Temperatur die Körner eine stärkere Streckung der c-Achse aufweisen.

Im hydrothermalen Bereich liegen die Dinge anders, doch kommt dieser wegen des völligen Fehlens entsprechender Hinweise im Dünnschliff für die Entstehung unserer Zirkone und Apatite nicht in Frage. Wenn wir noch bedenken, dass im Sediment die Zirkone mit zunehmender Transportweite sich immer mehr dem Längen-Breitenverhältnis annähern, so dürfen wir erwarten, dass uns der Längen-Breitenindex trotz einiger Konvergenzerscheinungen gewisse Hinweise über die Herkunft der Zirkone geben kann.

Die Messungen wurden so durchgeführt, dass bei 9 Dünnschliffen auf je 1.28 cm^2 Fläche der grösste und der kleinste Durchmesser sämtlicher Zirkone und Apatite bestimmt wurde. Trotzdem hier ein bestimmter Schnitteffekt auftritt, der uns stets ein etwas zu niedriges Längen-Breitenverhältnis vorspiegelt, ist die Messung im Dünnschliff genauer als die Messung an abgetrennten Schwermineralfractionen; ja in manchen Fällen sogar die einzig mögliche. Langprismatische Körner werden bei der Isolierung ausnahmslos zerbrochen, sodass die Feststellung der Maximalwerte völlig unmöglich wird. Da ist es schon besser, sich mit dem Schnitteffekt abzufinden, der lediglich den prozentualen Anteil der langprismatischen Körner schmälert - also die Maxima verschiebt -, aber die maximalen Werte noch erkennen lässt.

Zur Darstellung wurde der grösste Durchmesser auf der Abszisse als "Länge", der kleinste auf der Ordinate als "Breite" aufgetragen. Wir sind uns ja darüber klar, dass die "Länge" dazu neigt, zu gering gemessen zu werden, während die "Breite" mehr oder weniger dem wahren Wert entspricht. Die Messwerte wurden als Punkte dargestellt; eine Auszählung nach der Belegungsdichte ist nicht nur überflüssig, sondern wegen der Ungleichheit der Flächen im Diagramm (die ja nach rechts von 0 bis unendlich zunehmen) unsinnig. Aus demselben Grund sind die "Maxima" (Punkte pro Flächeneinheit) im Diagramm schwer zu erkennen, da die Bezugsfläche von Ort zu Ort wechselt.

Vergleichende Untersuchungen über sedimentäre Zirkone im Gneis liegen u.a. von H. BADER (1959) vor. Er fand, dass in den moldanubischen Gneisen der Oberpfalz das Längen-Breitenverhältnis der Zirkone zwischen 1:1 und 2:1 liegt; und zwar liegen die meisten Messungen näher an der Linie 1:1.

Betrachten wir die Abb. 16, welche den Längen-Breitenindex der Zirkone im Perignais darstellt, so sehen wir dasselbe Bild. Das Maximum liegt zwischen

625 Zirkone
in Perlgneis

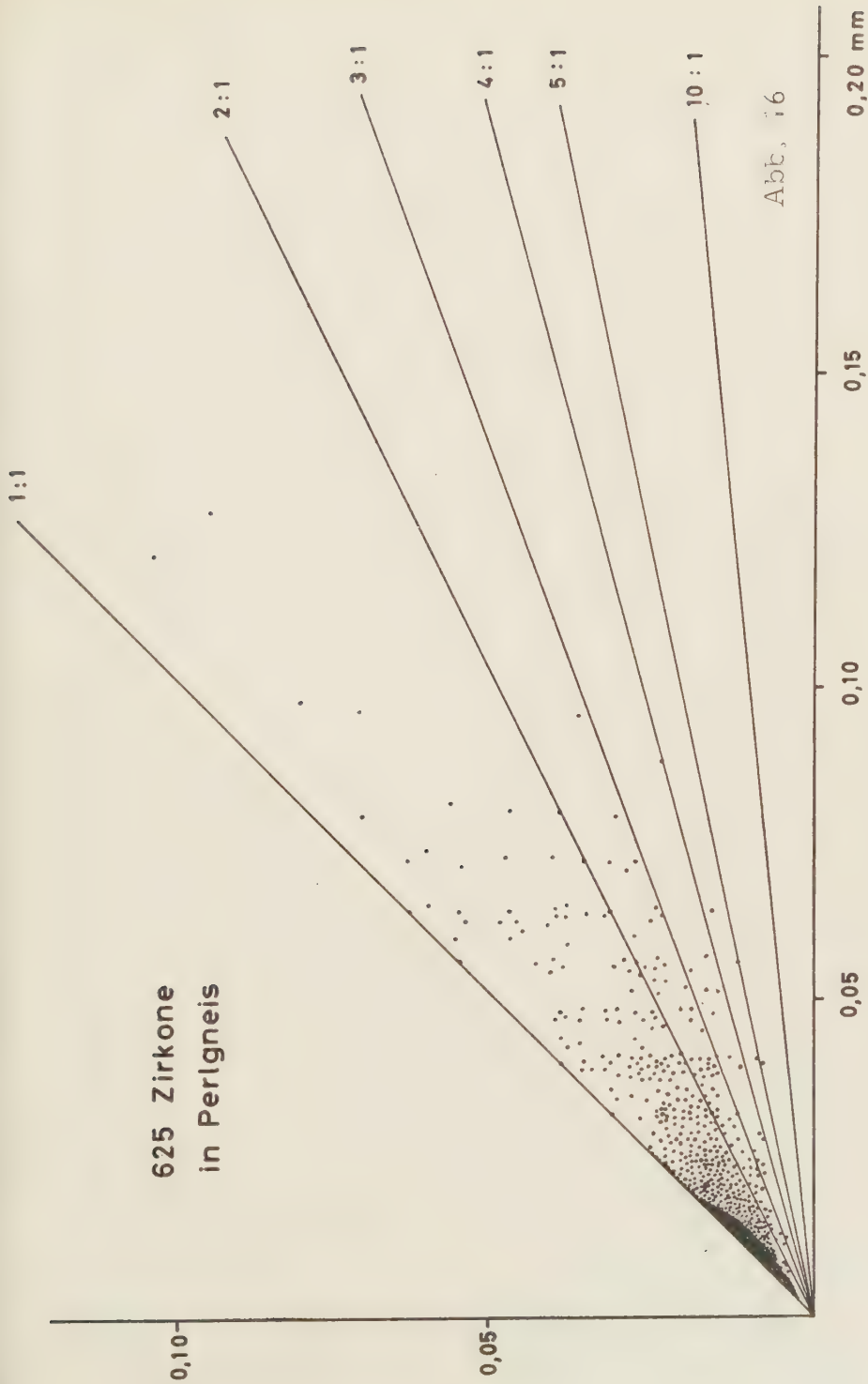


Abb. 16

571 Zirkone
in 'Granodiorit'

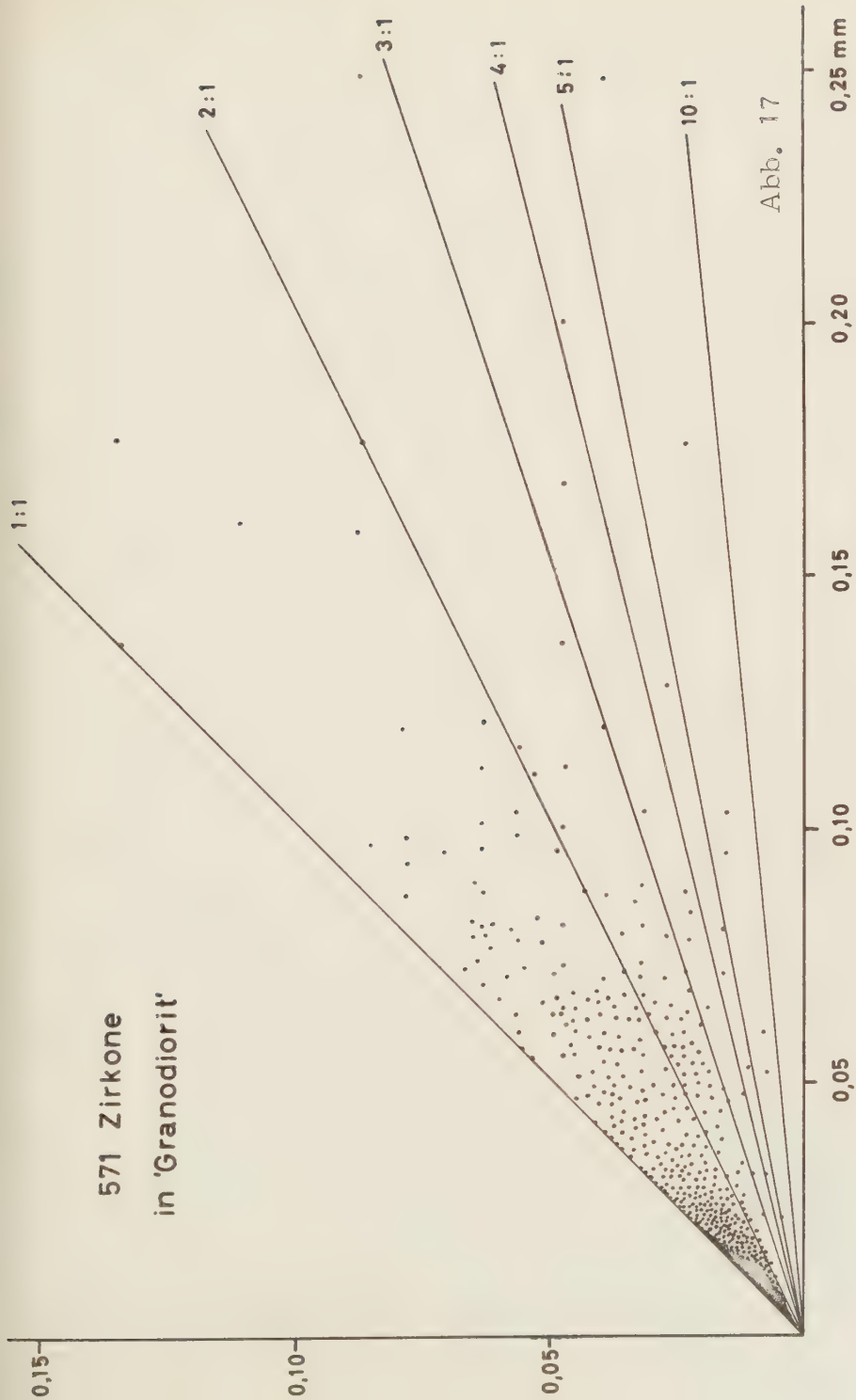


Abb. 17

908 Apatite
in 'Granodiorit'

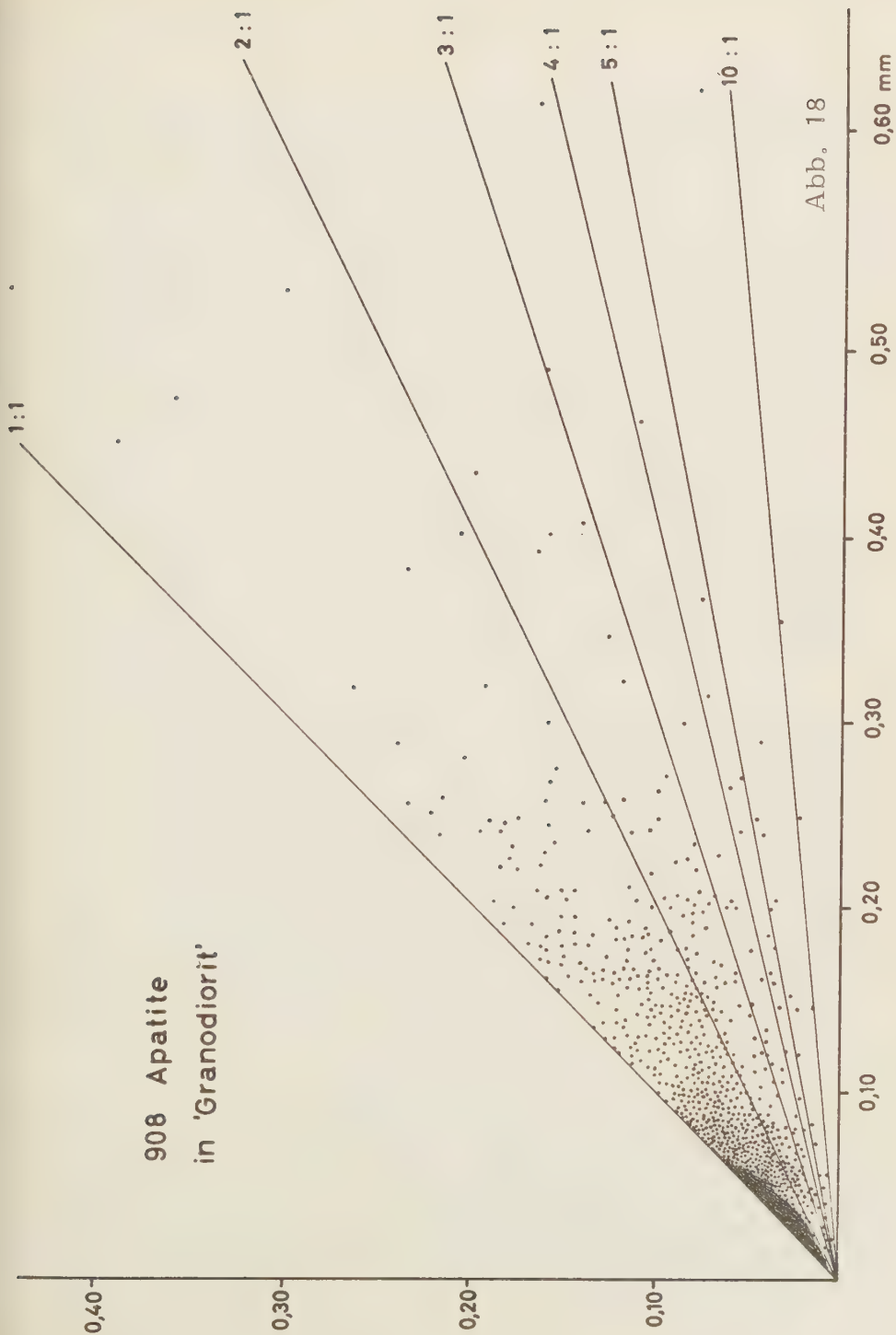


Abb. 18

1:1 und der 2:1-Linie; Körner mit einem Index grösser als 2:1 sind nur untergeordnet vorhanden. Interessant ist weiterhin, dass sich dieses Verhältnis mit zunehmender Korngrösse nicht ändert und die grössten Körner den Index 2:1 nicht überschreiten. Die maximale Länge liegt bei 0.12 mm.

Im Diagramm 17, das die Zirkone im "Granodiorit" zeigt, hat sich das Bild schon merklich gewandelt. Einmal ist das von den Zirkonen belegte Feld wesentlich grösser geworden; die maximale Länge liegt bei 0.26 mm, ist also doppelt so gross wie vorhin. Das Maximum liegt wieder zwischen den Indizes 1:1 und 2:1. Während jedoch die grossen Zirkonkörner im Perlgneis mindestens bis zum Index 2:1 abgerundet waren, finden wir im "Granodiorit" auch grosse Körner, deren Index zwischen 5:1 und 10:1 liegt. Insgesamt ist das Längen-Breitenverhältnis etwas zu den längerprismatischen Formen hin verschoben.

Dieses ganze Erscheinungsbild findet eine zwanglose Erklärung durch die schon weiter oben (3.21) erwähnte Deutung, dass die Zirkone im "Granodiorit" syngenetisch weitergewachsen sind und daher gegenüber den sedimentären Zirkonen im Perlgneis längerprismatisch ausgebildet sind. Das trifft besonders für die grösseren Körner zu, die stärker gewachsen sind. Auch reicht die Verteilung der Körner nach links fast bis zum Ursprung; hier dürfte es sich um die neugebildeten Zirkone handeln.

Bei den Apatiten ist die Lage anders, da wir keine sedimentären Körner zum Vergleich haben, sondern nur neugebildete Apatite. Wir sehen in Abb. 18, dass der Längen-Breitenindex zwischen der 1:1 und der 2:1-Linie sein Maximum besitzt, und zwar im Längenbereich 0.0 bis 0.10 mm. Zu grösseren Werten (grösste beobachtete Länge 0.62 mm) sowie zu grösseren Längen-Breitenindizes hin nimmt die Punktdichte ab; dabei kommen sowohl bei den grossen wie bei den kleinen Körnern sämtliche Indizes bis zu 5:1 und in einigen Fällen sogar 10:1 vor. Es zeigt sich also keine Abhängigkeit des Längen-Breitenindex von der Korngrösse. Das heisst, dass während der Entstehung des Apatits die Temperaturen ziemlich gleich blieben. Das Wachstum der Apatite erstreckte sich also über einen verhältnismässig kurzen Zeitraum.

3.24 Einschlussdichte und Einschlussintensität

Betrachten wir die Verteilung der Akzessorien im Gestein, so fällt auf, dass die Zirkone und Apatite stets bevorzugt an den Biotit gebunden sind, während sie in den übrigen Mineralien erheblich seltener sind. Diese Beobachtung lässt sich in fast allen kristallinen Gesteinen machen; und es zeigt sich, dass bei statistischer Behandlung dieser Erscheinung sich Gesetzmässigkeiten ergeben, die

wichtige Rückschlüsse auf die Gesteinsgenese erlauben. Die folgenden Untersuchungen stützen sich in wesentlichen Teilen auf die Ergebnisse von G. KRAUS (1959).

Bevor wir uns den Untersuchungsergebnissen zuwenden, erscheint es angebracht, eine - von dem ursprünglichen KRAUSschen Vorschlag teilweise abweichende - Definition der verwendeten Grössen zu geben. Die in einer bestimmten Schlifffläche beobachtete Anzahl von Zirkonen ist die Zirkonzahl. Durch Division mit der zugrundegelegten Fläche erhalten wir die mittlere Zirkondichte mit der Dimension: Zirkone pro mm^2 Schlifffläche. Als Einschlussdichte D bezeichnen wir dagegen die Anzahl von Zirkonen pro mm^2 eines bestimmten Wirtminerals, z.B. $D_{\text{Zr/Bi}}$ oder $D_{\text{Zr/Pg}}$. Beziehen wir die Einschlussdichte D auf die mittlere Zirkondichte, so erhalten wir die Einschlussintensität J , die uns angibt, um wievielfach die Einschlüsse gegenüber dem theoretischen Mittelwert 1 (gleiche Einschlussdichte D in allen Wirtmineralien) in einem bestimmten Mineral angereichert sind. Im Gegensatz zur Einschlussdichte D ist die Einschlussintensität J eine dimensionslose Zahl.

Wie wir weiter oben (3.23) gesehen haben, ist die Grösse der Apatite und Zirkone so, dass sie unter dem Mikroskop bereits als Mineralkörner erkennbar sind. Nur solche Zirkone wurden bei der Auszählung berücksichtigt, um nicht durch das Signal der pleochroitischen Höfe die Zirkone gegenüber den Apatiten und die Zirkone im Biotit gegenüber denen in anderen Wirtmineralien zu hoch zu messen.

Bei einem Vergleich mehrerer Gesteine müssen zwei Voraussetzungen erfüllt sein, um die Vergleichbarkeit der Werte zu gewährleisten. Es müssen einmal die Korngrössen der Zirkone (oder Apatite) in den miteinander zu vergleichenden Gesteinen ähnlich sein, um die Vergleichbarkeit der Zirkonzahlen zu sichern; dann darf der Prozentanteil der einzelnen Mineralphasen - insbesondere des Biotits - nicht allzu unterschiedlich sein, da in die Einschlussintensität auch die Menge des Wirtminerals miteingeht. Beide Forderungen sind in unserem Fall erfüllt.

Aus unseren Beobachtungen sehen wir, dass die Einschlussintensitäten für Zirkon (die sich auf Grund ihrer Unabhängigkeit von der absoluten Anzahl der Zirkone im Gestein besser zum Vergleich eignen als die Einschlussdichten) in der Reihenfolge Biotit - Plagioklas - Kalifeldspat - Quarz gesetzmässig abnehmen. Dabei ist der Zirkon - im Perlgneis wie im "Granodiorit" - im Biotit auf die 2-3,5fache Menge gegenüber dem theoretischen Wert 1 angereichert; der Plagioklas dagegen führt nur das 0,2-0,9fache, der Kalifeldspat das 0,1-0,7fache und der Quarz das 0,02-0,7fache der ihm zukommenden Anzahl von Zirkonkörnern.

Einschlussdichten D von Zirkon in Perlgneis

Zr/mm ²	Gestein	Ap	Bi	Pg	Kf	Qu
	1.43	--	4.22	0.29	--	0.29
	1.28	--	3.30	0.64	--	0.50
	1.18	--	3.70	0.59	--	0.03
	1.01	--	2.73	0.67	--	0.78
Mittel	1.23	--	3.50	0.55	--	0.40

Einschlussdichten D von Zirkon in Granodiorit

Zr/mm ²	Gestein	Ap	Bi	Pg	Kf	Qu
	1.38	12.50	4.50	0.46	0.56	0.35
	0.78	7.50	1.97	0.29	0.19	0.06
	1.19	11.60	2.24	1.06	0.37	0.51
	0.94	3.34	2.35	0.74	0.44	0.69
	0.18	1.50	0.57	0.07	0.07	0.03
Mittel	0.90	7.30	2.31	0.53	0.33	0.33

Einschlussdichten D von Apatit in Granodiorit

Ap/mm ²	Gestein	Ap	Bi	Pg	Kf	Qu
	0.96	--	3.92	0.44	0.16	0.10
	2.69	--	8.02	1.20	1.46	0.66
	1.21	--	3.75	1.10	0.28	0.19
	0.89	--	2.98	0.97	0.39	0.05
	1.40	--	4.95	0.94	0.14	0.28
Mittel	1.43	--	4.72	0.93	0.49	0.26

Einschlussintensitäten J von Zirkon in Perlgneis

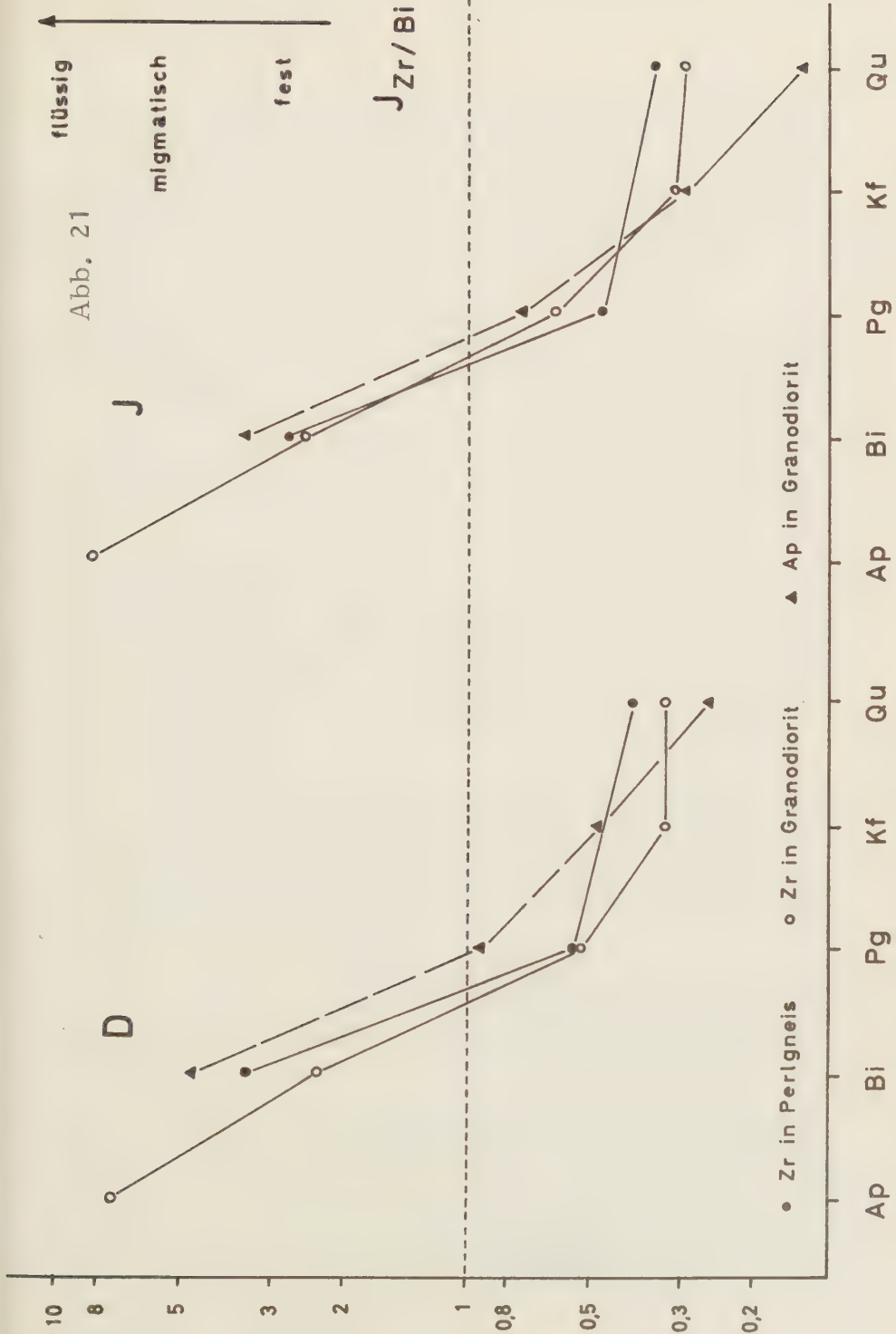
J	Gestein	Ap	Bi	Pg	Kf	Qu
	1.00	--	2.95	0.20	--	0.20
	1.00	--	2.58	0.50	--	0.39
	1.00	--	3.14	0.50	--	0.02
	1.00	--	2.71	0.67	--	0.78
Mittel	1.00	--	2.84	0.47	--	0.35

Einschlussintensitäten J von Zirkon in Granodiorit

J	Gestein	Ap	Bi	Pg	Kf	Qu
	1.00	9.05	3.26	0.33	0.40	0.25
	1.00	9.60	2.54	0.37	0.02	0.08
	1.00	9.64	1.90	0.89	0.31	0.43
	1.00	3.55	2.50	0.79	0.46	0.74
	1.00	8.30	3.15	0.38	0.38	0.02
Mittel	1.00	8.30	2.66	0.55	0.31	0.30

Einschlussintensitäten J von Apatit in Granodiorit

J	Gestein	Ap	Bi	Pg	Kf	Qu
	1.00	--	4.10	0.46	0.16	0.11
	1.00	--	2.98	0.45	0.54	0.25
	1.00	--	3.10	0.91	0.22	0.15
	1.00	--	3.35	1.09	0.44	0.06
	1.00	--	3.55	0.67	0.10	0.20
Mittel	1.00	--	3.41	0.72	0.29	0.15



In den beiden Tabellen 19 und 20 werden die einzelnen Werte sowie die Mittel für D und J wiedergegeben. Im Diagramm 21 sind diese Mittelwerte für D und J graphisch dargestellt: Auf der linken Seite sind die Mittelwerte der Einschlussdichten D in den einzelnen Mineralphasen angetragen, rechts die Mittelwerte der Einschlussintensitäten J. Dabei ist gut zu sehen, wie die Einschlussintensitäten J wegen ihrer Unabhängigkeit von der absoluten Anzahl der Körner im Schliff näher zusammenliegen.

Untersuchungen in Sillimanithornfelsen durch E. DIMROTH (1960) ergaben ganz ähnliche Werte: Der Zirkon ist im Biotit auf das 2-4fache angereichert, dafür beträgt seine Konzentration im Plagioklas nur das 0.3-0.9fache, im Kalifeldspat das 0.2-0.8fache und im Quarz das 0.1-0.7fache des theoretischen Mittelwertes 1. In den teilweise aufgeschmolzenen Syntexiten beträgt die Anreicherung der Zirkone im Biotit das 4-7fache des Normalwertes (bei einer entsprechenden Abnahme in den hellen Gemengteilen), während in den Kristallgraniten des Regensburger Waldes von G. KRAUS 1959 noch höhere Werte gefunden wurden.

Das bisher verarbeitete Zahlenmaterial scheint eine Gesetzmässigkeit der Art aufzuweisen, dass die Einschlussintensitäten von Zirkon/Biotit in Paragesteinen bei 2-4, in magmatischen Gesteinen dagegen bei 8-12 liegen, während sie in den teilweise verflüssigten -migmatischen- Gesteinen die Zwischenwerte belegen. Die hellen Gemengteile zeigen dementsprechend eine immer stärkere Verarmung an Zirkon, wobei stets die Reihenfolge Plagioklas - Kalifeldspat - Quarz eingehalten wird.

Es ist durchaus einzusehen, dass bei allmählicher Verflüssigung des Gesteins der Biotit dazu neigt, immer mehr Zirkone aus der Schmelze anzulagern, während die übrigen Gemengteile entsprechend an Zirkon verarmen. Warum aber beobachten wir bereits in den immer im festen Zustand gebliebenen Paragneisen (Sillimanithornfels, Perlgneis) eine Anreicherung des Zirkons im Biotit auf das rund 2.5fache?

Nun, die Antwort hierauf wurde in 3.21 schon gegeben und liegt in der Geschichte des Gesteins: Die Zirkone wurden während der Phyllitisierung des Sediments in den Biotitlagen konzentriert. Diese Anreicherung auf das 2-2.5fache dürfte die unterste Grenze in einem katazonal metamorphen Gestein überhaupt darstellen.

Da ja die Apatite auch bevorzugt im Biotit sitzen und die Zirkone im Apatit also eigentlich auch in Biotit eingeschlossen sind - oder zumindest früher waren -, liegt es nahe, die Einschlusswerte Zirkon/Biotit um diesen Betrag zu korrigieren.

Die mittlere Einschlussintensität $J_{\text{Zirkon/Biotit}}$ im "Granodiorit" würde sich dadurch von 2.66 auf rund 3.1 erhöhen. Damit läge sie jetzt etwas höher als die Einschlussintensität $J_{\text{Zr/Bi}}$ im Perlgneis, die im Mittel 2.84 beträgt. Eine Korrektur

tur für den Perlgneis fällt weg, da der Apatitgehalt zu gering ist, um den Endwert zu beeinflussen.

Es ist jedoch zu bedenken, dass in den niedrig doppelbrechenden Apatiten noch sehr kleine Zirkone gemessen wurden, die in anderen Mineralphasen nicht mehr berücksichtigt worden wären. Der korrigierte Wert $J_{Zr/Bi}$ im "Granodiorit" ist also eher zu hoch als zu niedrig. Und da wir bei den Einschlussintensitäten ja in erster Linie die Grössenordnung berücksichtigen (von 2-12), glaube ich, dass nach wie vor die Einschlussintensitäten $J_{Zr/Bi}$ im Perlgneis und im "Granodiorit" als praktisch gleichgross betrachtet werden können.

Wenn man nun von der Voraussetzung ausgeht, dass gleiche chemisch-physikalische Zustände in einem Gestein - bei genügend langer Einwirkung - gleiche Einschlussintensitäten erzeugen - und ich sehe keinen Grund, das nicht zu tun -, so erlaubt der Vergleich der Einschlussintensitäten im Perlgneis und im "Granodiorit" einen höchst bedeutsamen Schluss:

Die im Perlgneis gemessenen Werte - eines Paragneises ohne irgendwelche Hinweise auf eine Verflüssigung (wie z.B. ringförmige Anordnung der Zirkone, Ausscheidungsfolge der Mineralphasen, zonar angeordnete Einschlüsse in den Feldspäten, ganz abgesehen von der Höhe der Einschlussintensität $J_{Zr/Bi}$ selbst!) während seiner Geschichte - decken sich recht genau mit den Einschlussintensitäten des "Granodiorits". Das heisst mit anderen Worten: Auch der "Granodiorit" hat keine Verflüssigung erlebt, seine Entstehung vollzog sich ebenfalls im festen Zustand.

Die Einschlussintensität $J_{Zirkon/Apatit}$ im "Granodiorit" erreicht den beachtlichen Wert von 8-10. Hier, bei den posttektonisch gesprossenen Apatiten kann der Grund für die Bevorzugung des Biotits durch den Apatit nicht in der sedimentären oder metamorphen Vorgeschichte des Gesteins zu suchen sein: Wie wir in 3.21 schon festgestellt haben, scheinen die im Biotit vorhandenen Zirkone das Aufsprossen des Apatits etwas begünstigt zu haben; sei es durch die Erzeugung eines mechanischen Inhomogenitätsfeldes im Biotit, sei es durch eine gewisse Impfwirkung der Zirkone. Dabei wurden sie durch den Apatit umwachsen, was bei dem sehr geringen Gesamtvolumen des Apatits gegenüber den anderen Mineralien im Gestein zu den hohen Einschlussintensitäten führt.

Hochst merkwürdig und im Augenblick nicht erklärbar erscheint jedoch die Tatsache, dass zwischen den Intensitäten der Verteilung von Apatit und Zirkon in den anderen Mineralphasen eine auffällige Ähnlichkeit besteht.

Die Bevorzugung des Biotits durch den aufsprossenden Apatit lässt sich ja, wie schon (3.21) geschehen, mit der günstigeren Wegsamkeit und der stärkeren Stoffzufuhr entlang den s-Flächen erklären. Warum sich aber der Apatitgehalt

bei den hellen Gemengteilen auch genau an die Reihenfolge Pg - Kf - Qu hält, ist im Augenblick nicht einzusehen. Jedenfalls ergibt sich daraus, dass man bei diesen verhältnismässig jungen Methoden - die sich gewissermassen noch im Experimentierstadium befinden - nur durch die kritische Zusammenschau möglichst vieler verschiedener Betrachtungsweisen hoffen darf, die richtigen Schlussfolgerungen zu ziehen und nicht von einer oberflächlichen Konvergenz genasführt zu werden.

3.25 Die statistische Verteilung der Kornzahlen auf die Korngrössenklassen

Bei den Untersuchungen der akzessorischen Bestandteile hat sich gezeigt, dass mit all den im Vorhergehenden geschilderten Methoden nicht immer eindeutige Kriterien für die Genese und die Gleich- oder Nichtgleichaltrigkeit der Zirkone und Apatite zu erhalten sind. Zur Klärung dieser strittigen - und überaus wichtigen - Fragen wurde nun die statistische Verteilung der Kornzahlen auf die einzelnen Korngrössenklassen benutzt. Es kann gesagt werden, dass diese neue Betrachtungsweise bei kritischer Diskussion der Ergebnisse die Aufhellung von Fragen gestattet, die ohne sie nicht eindeutig beantwortet werden könnten. Insbesondere im Zusammenhang mit den bekannten - oben behandelten - Methoden gestattet sie wichtige und gut fundierte Aussagen über die Gesteinsgenese zu machen.

Um ein genügend grosses Zahlenmaterial für die statistische Auswertung zu erhalten, wurden bei rund 1000 Apatiten und 1200 Zirkonen im Dünnschliff der grösste und der kleinste Durchmesser bestimmt. Aus diesen Werten wurde das Volumen der einzelnen Körner errechnet.

Dieses Verfahren kann nur in den Fällen - wie hier auch einer vorliegt - mit Erfolg angewandt werden, in denen die Akzessorien nicht zu klein (d.h. nicht wesentlich kleiner als die Schliffdicke) und nicht zu langprismatisch sind (also im Durchschnitt nicht über dem Index 3:1 liegen), da sonst zu grosse Ungenauigkeiten auftreten. Wenn nur grosse Körner vorliegen, bei denen merkliche Teile nicht mehr vom Dünnschliff erfasst werden, ist die Genauigkeit der Messungen ebenfalls nicht mehr ausreichend.

Da wir sowohl bei den Zirkonen wie bei den Apatiten prismatische Kristalle vor uns haben, die nach der c-Achse gestreckt sind, während die a- und die b-Achse gleich lang ist, kann die bei kugelförmlichen Körnern statthafte Relation: "Die Volumina verhalten sich wie die entsprechenden Flächen im Dünnschliff" nicht angewendet werden. Denn mit dieser Rechnung würden wir für den dritten, im Schliff nicht messbaren Durchmesser einen mittleren Wert zwischen dem maxi-

malen und dem minimalen Durchmesser annehmen. Wir würden damit zwar für die Summe aller Körner den richtigen Wert erhalten, nicht aber für die einzelnen Kornvolumina.

Daher wurde das Volumen nach der Formel $V = c \cdot a \cdot a$ berechnet. Es entsteht auch hier ein gewisser Fehler, da ja die Körner nicht streng prismatisch sind, sondern noch Pyramidenflächen aufweisen oder abgerundet sind, so dass wir das Volumen etwas zu gross bestimmen. Andererseits geht in die Messungen der beiden Durchmesser ein gewisser Schnitteffekt ein, durch den das Volumen etwas zu klein ausfällt. Es werden sich also beide Fehler selbst zum Teil aufheben; und da wir ausserdem nur Korngrössenklassen ausscheiden, die sich über 6 Zehnerpotenzen hin erstrecken, sind diese Fehler ohne weiteres zu vernachlässigen. Ein Beweis dafür ist ja, dass die Messpunkte stets sehr nahe an den Idealkurven liegen.

Zur Auswertung wurde die Anzahl der Körner pro Korngrössenklasse gemessen. Je zwei Korngrössenklassen umfassen eine Zehnerpotenz, so dass wir insgesamt 12 Korngrössenklassen erhalten. Diese Anzahl ist nach den Erfahrungen der Statistik als günstig anzusehen. Bei mehr Klassen - und damit weniger Körnern pro Klasse - würden Messfehler zu stark ins Gewicht fallen; bei weniger Unterteilungen würde die Verteilungskurve von zu wenig Messpunkten gebildet und damit zu unsicher.

Die Darstellung der Verteilung dieser Kornzahlen pro Kornklasse erfolgt am einfachsten in der Form eines Histogramms. Die Histogramme 24 und 25 stellen die gemessenen Grössen der Tabellen 22 und 23 dar. Diese Darstellung hat den Nachteil, dass schwer zu entscheiden ist, welche Art einer Verteilung vorliegt; auch machen sich etwa ungünstig gewählte Grenzen für die Korngrössenklassen störend bemerkbar.

Es ist daher wesentlich besser, die gefundenen Werte als Summenkurve auf sogenanntes "Wahrscheinlichkeitspapier" aufzutragen, bei dem die Ordinate nach dem GAUSSschen Integral geteilt ist. Die Abszisse kann nach einem logarithmischen - wie in unserem Fall - oder einem gleichbleibenden Masstab geteilt sein, je nach dem von den Körnern eingenommenen Bereich. Bei dieser Darstellungsweise ergibt eine Normalverteilung der gemessenen Grössen eine Gerade, während alle anderen Verteilungen als gesetzmässig gekrümmte Linien erscheinen.

Dazu gibt uns diese Darstellung die Möglichkeit, zwischen durch Messfehler bedingten Abweichungen von der Normalverteilung und wirklich asymmetrischen Verteilungen zu unterscheiden. Messfehler machen sich in der Weise bemerkbar, dass die Messwerte teils über, teils unter der Idealkurve liegen. Im allgemeinen liegen die Messungen unter 50 % etwas über den theoretischen Werten, die Grössen über 50 % jedoch niedriger als die Idealkurve. Dies ist beispielsweise bei der Verteilung der Apatit-Kornzahlen in unserer Darstellung, wenn auch undeutlich, zu beobachten.

Verteilung der Zirkon-Kornzahlen auf Korngrößenklassen
im Perlgneis

N = 625

Volumen (10^{-5} mm^3)	Beobacht. Anzahl n	Prozent f	Summenprozent cf
0.001 - 0.0031	2	0.30	0.30
0.0031 - 0.009	10	1.65	1.95
0.01 - 0.031	32	5.15	7.10
0.031 - 0.09	91	14.55	21.65
0.1 - 0.31	121	19.35	41.00
0.31 - 0.99	166	26.60	67.60
1 - 3.15	115	18.40	86.00
3.16 - 9.99	56	8.95	94.95
10 - 31.5	24	3.85	98.80
31.6 - 99.9	5	0.80	99.60
100 - 315	2	0.30	99.90
316 - 999	1	0.10%	100.00%

Verteilung der Zirkon-Kornzahlen auf Korngrößenklassen
im "Granodiorit"

N = 571

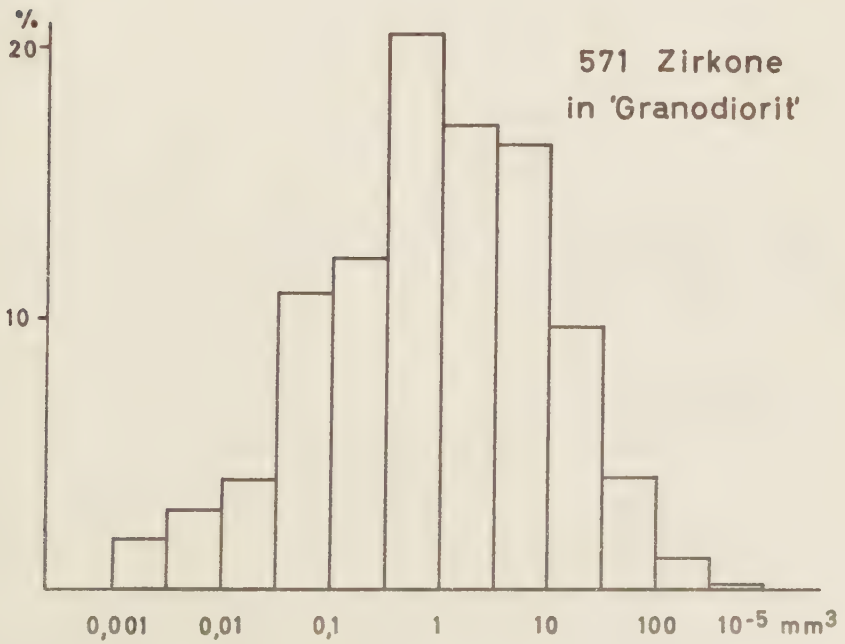
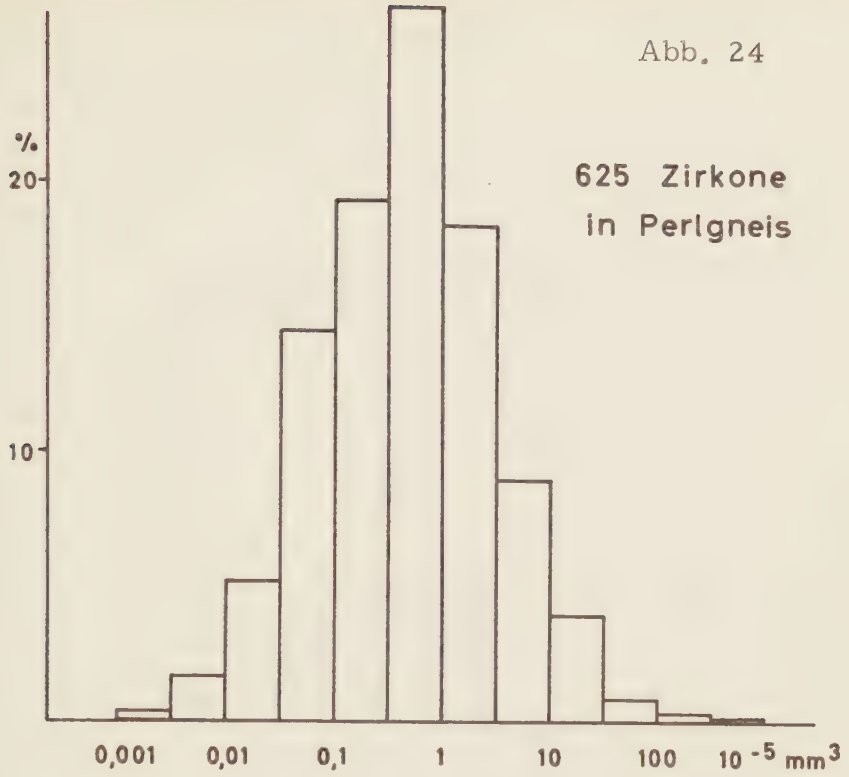
Volumen (10^{-5} mm^3)	Beobacht. Anzahl n	Prozent f	Summenprozent cf
0.001 - 0.0031	11	1.95	1.95
0.0031 - 0.009	17	2.95	4.90
0.01 - 0.031	23	4.00	8.90
0.031 - 0.09	62	10.90	19.80
0.1 - 0.31	64	11.20	31.00
0.31 - 0.99	117	20.50	51.50
1 - 3.15	98	17.15	68.65
3.16 - 9.99	94	16.45	85.10
10 - 31.5	55	9.65	94.75
31.6 - 99.9	23	4.05	98.80
100 - 315	6	1.05	99.85
316 - 999	1	0.15%	100.00%

Verteilung der Apatit-Kornzahlen auf Korngrößenklassen
in "Granodiorit"

N = 908

Volumen (10^{-5} mm^3)	Beobacht. Anzahl n	Prozent f	Summenprozent cf
0.01 - 0.0031	2	0.20	0.20
0.031 - 0.09	15	1.65	1.85
0.1 - 0.31	36	3.95	5.80
0.31 - 0.99	84	9.25	15.05
1 - 3.15	102	11.20	26.25
3.16 - 9.99	155	17.05	43.30
10 - 31.5	189	20.80	64.10
31.6 - 99.9	163	17.95	82.05
100 - 315	109	12.00	94.05
316 - 999	39	4.40	98.45
1000 - 3150	11	1.25	99.70
3160 - 9990	2	0.20	99.90
10 000 - 31 500	1	0.10%	100.00%

Abb. 23



908 Apatite in 'Granodiorit'

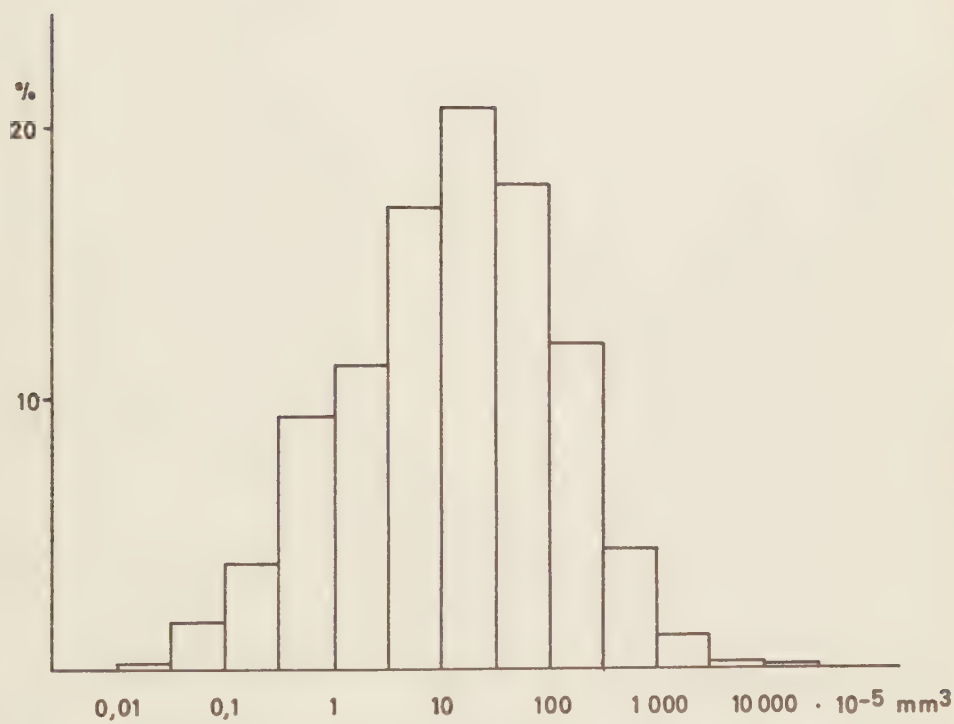
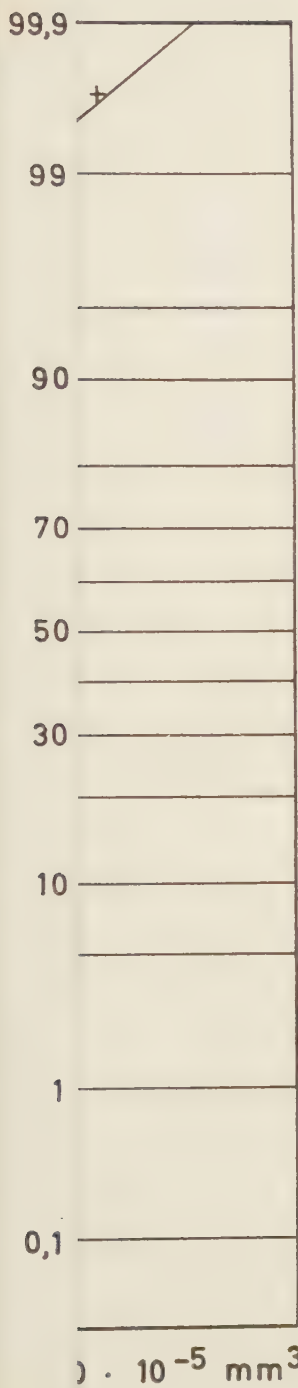


Abb. 25

%



Wenn die durch die Messwerte gebildete Kurve aber keinen Wendepunkt besitzt und alle Werte eine gleichsinnige Abweichung von der Geraden aufweisen, dann haben wir wirklich eine asymmetrische Verteilung vor uns, so wie sie beispielsweise die Zirkon-Kornzahlen im "Granodiorit" aufweisen.

Die Reproduzierbarkeit der Kurven ist durch die Anzahl der Einzelmessungen gewährleistet, die zwischen 600 und 900 betragen. Trägt man die Messwerte aus nur einem Dünnschliff an, so ergibt sich stets die oben beschriebene, durch Messfehler bedingte grössere oder kleinere Abweichung von der Idealkurve. Bei der Darstellung als Histogramm ist es dann nicht möglich, zwischen wirklicher und scheinbarer - messtechnisch bedingter - Asymmetrie der Verteilung zu unterscheiden. Die Darstellung als Summenkurve auf Wahrscheinlichkeitspapier ist also in allen diesen Fällen vorzuziehen.

Tragen wir jedoch eine genügend grosse Zahl von Messungen - aus mehreren Dünnschliffen - an, so ergibt sich eine immer genauere Annäherung an die Idealkurven, so dass diese wohl als richtig betrachtet werden können.

Sehen wir uns nun die Verteilung der Kornzahlen auf die einzelnen Korngrössenklassen beim Zirkon an. Wie das Histogramm zeigt, besitzt der Zirkon im Perlgneis eine symmetrische Verteilung seiner Kornzahlen. Tragen wir unsere Werte als Summenkurve auf das Wahrscheinlichkeitspapier an, so wird die Gesetzmässigkeit der Verteilung noch deutlicher (Abb. 26).

Wenn wir die Abszisse im logarithmischen Masstab teilen - was sich bei der Erstreckung unserer Korngrössen über mehrere Zehnerpotenzen hin von selbst versteht -, so zeigt die von unseren Messpunkten gebildete Gerade, dass die Zirkon-Kornzahlen im Perlgneis eine logarithmische Normalverteilung besitzen. Das besagt einmal, dass diese Verteilung auf einen einzigen Entstehungsakt zurückzuführen ist, sämtliche Körner also genetisch gleichwertig und aus einem Guss sind.

Doch das Bild einer logarithmischen Normalverteilung kann auf Grund verschiedener Ursachen zustandekommen. Wir haben eine logarithmische Normalverteilung der Kornzahlen auf die einzelnen Korngrössenklassen einmal im metamorphen Bereich zu erwarten, wenn in einer homogenen Matrix Kristallkeime wachsen, ohne dass sich die einzelnen Individuen berühren oder das gleichmässige Wachstum durch unregelmässige Stoffzufuhr gestört wird.

Bei der Auskristallisation aus einem Magma dagegen überschneiden sich zwei Tendenzen; Die Keimbildungshäufigkeit nimmt mit der Abkühlung des Magmas zuerst zu, erreicht ein Maximum und fällt dann wieder ab, die Wachstumsdauer (bis zur Erstarrung des Magmas) nimmt dagegen von Anfang an gleich-

mässig ab. Als Ergebnis dieser sich dauernd ändernden Wachstumsbedingungen werden wir stets eine asymmetrische Verteilung der Kornzahlen erhalten.

Im sedimentären Bereich dagegen ist schon lange bekannt, dass Körner, die im fließenden Wasser transportiert werden, bei genügender Korngrössensortierung eine logarithmische Normalverteilung der Kornzahlen pro Korngrössenklasse aufweisen.

Dieser Fall trifft auch für die Zirkone im Perlgneis zu. Unseren Schluss aus 3.21, dass zumindest ein Teil der Zirkone sedimentären Ursprungs sein muss, können wir jetzt dahingehend erweitern, dass alle Zirkone im Perlgneis sedimentäre Relikte darstellen.

Die Verteilung der Zirkon-Kornzahlen im "Granodiorit" dagegen ergibt eine asymmetrische Verteilungskurve. Das Schwergewicht der Kurve hat sich nach rechts verlagert, die grösseren Volumina herrschen vor. Jedoch auch bei den kleinsten Klassen ist eine gewisse Zunahme zu verzeichnen,

Für die Deutung gibt es jetzt zwei Möglichkeiten. Entweder ist diese asymmetrische Verteilung auch das Ergebnis eines einzigen Bildungsaktes, wie z.B. einer Auskristallisation aus einer Silikatschmelze. Wir haben ja oben gesehen, dass in einem solchen Fall keine Normalverteilung der Kornzahlen zu erwarten ist.

Die zweite Möglichkeit wäre, die Verteilung der Zirkon-Kornzahlen im "Granodiorit" auf zwei verschiedene Bildungsakte zurückzuführen. Wenn wir annehmen, dass die sedimentäre Normalverteilung der Zirkone im Perlgneis - und damit auch in seinem Ausgangsmaterial - von Wachstumsvorgängen überlagert wurde, so würde dadurch ebenfalls eine asymmetrische Verteilung der Kornzahlen entstehen.

Da die feldgeologischen Beobachtungen, wie wir gesehen haben, doch sehr gegen eine "magmatische" Entstehung des "Granodiorits" sprechen, möchte ich doch der zweiten Möglichkeit den Vorzug geben.

Das Weiterwachsen der sedimentären Zirkone während der Entstehung des "Granodiorits" kann jedoch auf verschiedene Weise erfolgt sein: Entweder trat lediglich eine Sammelkristallisation ein, bei der die mittleren und kleinen Körner zu Gunsten der grösseren bevorzugt abgebaut wurden, oder das Wachstum der Zirkone war auch mit einer gewissen Stoffzufuhr und Neubildung von Zirkonen verbunden.

Wenn wir von der früher erörterten Ansicht ausgehen, dass eine Entstehung des "Granodiorits" durch Granitisation mit einer Volumenvergrösserung verbunden war, dann scheint der praktisch gleich hohe Zirkongehalt im Perlgneis und im "Granodiorit" für eine gewisse Neubildung von Zirkon zu sprechen. Auch die

Beobachtung, dass gerade die kleinsten Zirkone im "Granodiorit" besonders gut ausgebildete Kristallformen aufweisen und häufig längerprismatisch sind als die Mehrzahl der Körner, möchte ich doch als Hinweis auf eine Neubildung von Zirkon deuten. Doch sind diese "jüngeren" Zirkone ziemlich selten; der grösste Teil des zugeführten Materials müsste also durch das Weiterwachsen der alten Körner verbraucht worden sein.

Die Verteilung der Kornzahlen auf die einzelnen Korngrössenklassen beim Apatit des "Granodiorits" ergibt wieder eine logarithmische Normalverteilung. Das stellt jedenfalls sicher, dass alle Apatitkörner in einem einzigen Entstehungsakt gebildet wurden. Eine sedimentäre Auslese kommt wegen der nicht abgerollten, idiomorphen Kornformen hierfür nicht in Frage.

Wäre der Apatit als Frühkristallisation aus einer Schmelze ausgeschieden worden, so hätte sich keine Normalverteilung seiner Kornzahlen ergeben; überdies haben wir ja bereits festgestellt, dass die Kristallisation des Apatits posttektonisch erfolgte.

Die logarithmische Normalverteilung der Apatit-Kornzahlen kann also nur durch eine Kristallisation im metamorphen Bereich erzeugt sein. Hier taucht nun wieder die Frage auf: Ist nur die Kristallisation oder auch die Stoffzufuhr der Apatite posttektonisch?

Denn eine Generation älterer Apatitkörner, die spät- bis posttektonisch völlig umkristallisiert wäre, würde jetzt genau dasselbe Erscheinungsbild zeigen wie eine echte Apatitblastese, bei der das Material von aussen in das Gestein zugeführt wurde.

Im ersteren Fall müssten die Apatite bereits im Ausgangsmaterial des "Granodiorits" vorhanden gewesen sein. Da der Apatit im "Granodiorit" stets als typisches Mineral vorhanden ist, in den Perlgneisen dagegen mehr oder weniger fehlt, müssten also nur die apatitreicheren Ausgangsgesteine von der Granitisation ergriffen worden sein, was schon reichlich unwahrscheinlich ist.

Wenn die Apatite aber wirklich ein älterer Gemengteile gewesen wären, dann müssten sie jedenfalls posttektonisch völlig umkristallisiert sein, da ja die Normalverteilung der Kornzahlen die Gleichaltrigkeit aller Körner belegt. Wenn aber der doch etwas träge Apatit völlig umkristallisiert wäre, dann müssten die übrigen Gemengteile - insbesondere der reaktionsfreudige Quarz - ebenfalls eine völlige statische Umkristallisation mitgemacht haben. Das ist jedoch nicht der Fall; der Quarz zeigt durch seine verzahnten Korngrenzen und eine gute Regelung, dass das Gestein keine durchgreifende statische Temperung erlebt haben kann.

Daher halte ich es für die wahrscheinlichste Lösung, den Apatit im "Granodiorit" als spät- bis posttektonisch zugeführt und aufgesprosst anzusehen, so ungewöhnlich dies im Augenblick auch scheinen mag.

Da der hohe Apatitgehalt nur im "Granodiorit" auftritt, können wir den Apatit wohl als ein Mineral ansehen, das mit der Entstehung des "Granodiorits" - und damit der Alkalizufuhr - eng verknüpft ist.

TEKTONIK

4.1 Das Grossgefüge

Die grosstektonischen Daten sind in unserem Untersuchungsgebiet recht einheitlich. Durch die starke Durchbewegung und Neukristallisation, die für die Entstehung der Perlgnese und "Granodiorite" verantwortlich sind, wurden fast alle Spuren älterer Deformationspläne ausgelöscht. Sowohl die B-Achsen wie die s-Flächen besitzen im ganzen Gebiet eine einheitliche Lage. Es handelt sich also um einen homogen verformten Bereich.

Die s-Flächen streichen in herzynischer Richtung mit einem mittleren Wert von $N 135^{\circ} E$ und fallen mit 40 bis 50° nach NE ein. Die B-Achsen streichen etwas flacher, im Durchschnitt $N 120^{\circ} E$, und tauchen mit $10-15^{\circ}$ nach SE ein; teilweise pendeln sie um die Horizontale bis zu flachem NW-Tauchen. Dieser Verformungsplan ist bestimmend für einen grossen Teil des mittleren Bayerischen Waldes südlich des Pfahls; er wird erst weiter im Nordwesten von einer NE-Tektonik überlagert und schliesslich abgelöst.

Betrachten wir das Diagramm 27, das die Verteilung der im Gelände gemessenen s-Flächenpole darstellt. Die einheitliche Lage der Schieferungsebenen ist klar erkennbar; und wir sehen auch, dass der "Granodiorit" (kleine Kreise) denselben Verformungsplan aufweist wie die Perlgnese (Punkte). Die scheinbar grössere Streuung der Perlgnese ist dadurch bedingt, dass auf Blatt Lalling nur 2 "Granodiorite" mangels Aufschlüssen gemessen werden konnten. Ebenso wie die B-Achsen zeigen auch die s-Flächen regional eine leichte Wellung in ihrer Lage.

Eine nachträgliche Überprägung der beiden Gesteine durch eine einheitliche Tektonik kann für die gleiche Verformung kaum die Ursache sein; denn wir haben ja weiter oben schon festgestellt, dass die mit der Granitisation eng verknüpfte Apatitblastese spät- bis posttektonisch erfolgte. Die Tektonik kann also nicht jünger sein als die Entstehung des "Granodiorits"; Perlgnese und "Granodiorit" sind einzeitige Bildungen in Bezug auf die Tektonik, und wir dürfen daher wohl von einer synkinematischen Granitisation sprechen.

Die Verteilung der im Gelände gemessenen B-Achsen zeigt das Diagramm 28. Wir sehen, dass die im südöstlichen Teil des Untersuchungsgebietes beobachteten Achsen (Blatt Lalling, Dreiecke) nicht genau mit den Achsenlagen im nordwestlichen Teil (Blatt Ruhmannsfelden, Kreuzchen) zusammenfallen. Die Achsen auf Blatt Ruhmannsfelden streichen etwas steiler, ausserdem ist NW-Tauchen der B-Achsen häufiger als auf Blatt Lalling. Auf dem südlich von Blatt Lalling ge-

liegenden Blatt Osterhofen hat G. TROLL (1959) festgestellt, dass das Streichen der B-Achsen ebenfalls etwas steiler ist als auf Blatt Lalling. Die B-Achse zeigt also über grössere Bereiche hin eine schwache Wellung, die wohl die Folge einer Stauchung parallel B ist.

Daneben sind gelegentlich steil NE tauchende Achsen zu beobachten. Besonders die grössten Durchmesser älterer Gneiseinschlüsse zeigen gerne diese Richtung; dabei werden diese steilen Achsen um die flachliegende herzynische Achse herumgebogen. Die NE-Achse entspricht also einer älteren Tektonik; eine Beobachtung, die sich auch in der weiteren Umgebung unseres Untersuchungsgebietes allgemein bestätigen lässt. Die Tatsache, dass diese ältere Achse senkrecht auf der herzynischen steht, lässt vermuten, dass die beiden Verformungen in einem genetischen Zusammenhang stehen. Wenn wir bedenken, dass weiter im NW die herzynische Achse wieder von einer jüngeren NE-Achse abgelöst wird, so haben wir das Bild eines räumlich und zeitlichen Wechsels zweier B-Achsen vor uns. Dass die Altersunterschiede zwischen den verschiedenen Beanspruchungen dennoch recht beträchtlich waren, geht daraus hervor, dass sich diese Bewegungen auf sehr verschiedene Zustände der Gesteine ausgewirkt haben.

Auch aus dem Diagramm der s-Flächen ist der enge Zusammenhang der beiden tektonischen Achsen zu ersehen. Die Streuung der s-Flächenpole erfolgt entlang von 2 Gürteln, deren π -Pole sich mit der steilen NE-Achse und dem Maximum der flachliegenden SE-Achsen decken. Die Formung der s-Flächen geschah also wohl im Zusammenhang mit beiden - im Laufe der Durchbewegung ihren Platz tauschenden - B-Achsen.

4.2 Die Quarzregelung im "Granodiorit"

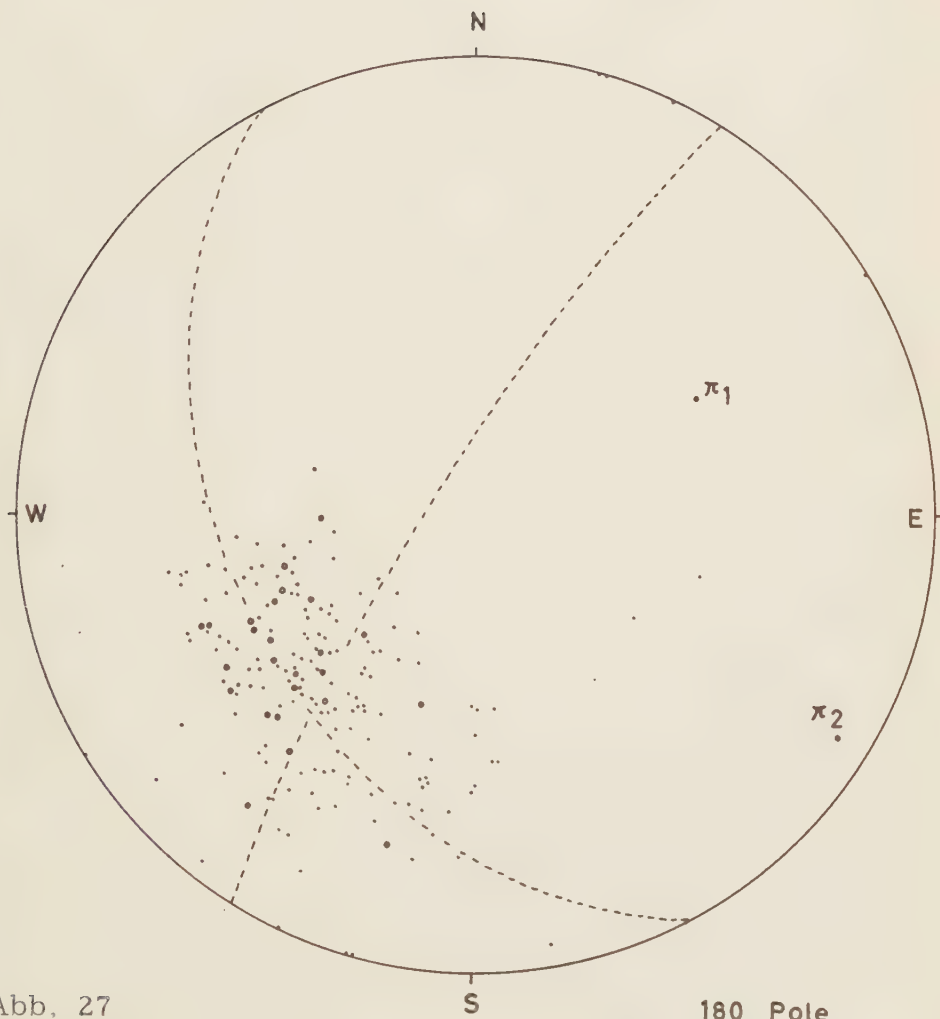
Die Diagramme 29-32, die die Verteilung von je 200 Quarzachsen im "Granodiorit" zeigen, ergeben ein etwas verschwommenes Regelungsbild. Hierin kommt schon zum Ausdruck, dass der "Granodiorit" keinen scharfgeregelten Tektonit darstellt; ausserdem hat die Kristallisation der Quarze die Deformation etwas überdauert (wie wir in 2.3 bereits gefunden haben), sodass die Regelungsbilder dadurch weiter verwischt wurden.

Doch zeigt die Regelung der Quarze in allen Diagrammen ein gemeinsames, typisierbares Verhalten. Von den bekannten SANDERSchen Maxima der Quarzregelung ist das Maximum IV am stärksten ausgeprägt und in allen Diagrammen gut zu erkennen. Nicht so deutlich ist das Maximum II, während das Maximum I noch schwächer ausgebildet ist. Dass wir keinen reinen s-Tektonit vor uns haben, beweist das Fehlen von Maximum III in sämtlichen Fällen; eine Erscheinung,

s - Flächen

im Perlgneis .

im 'Granodiorit' .



Abb, 27

B - Achsen

Blatt Lalling ▲

Blatt Ruhmannsfelden +

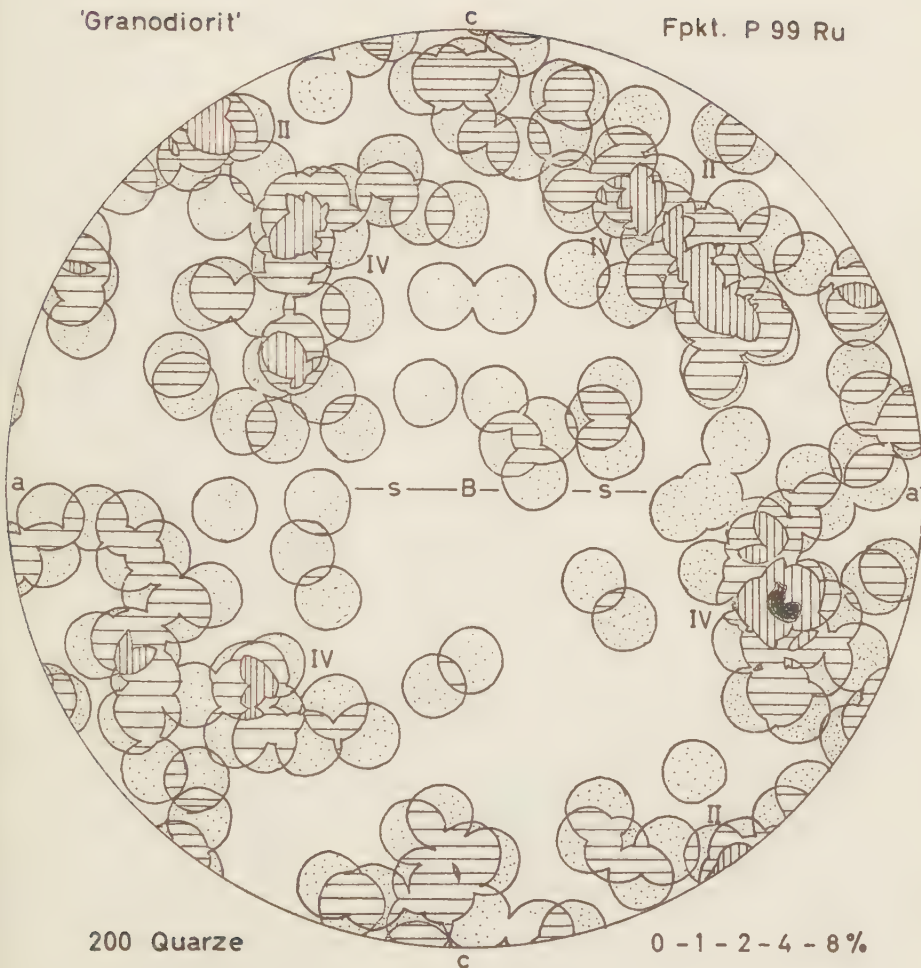


Abb. 28

61 Achsen

'Granodiorit'

Fpkt. P 99 Ru



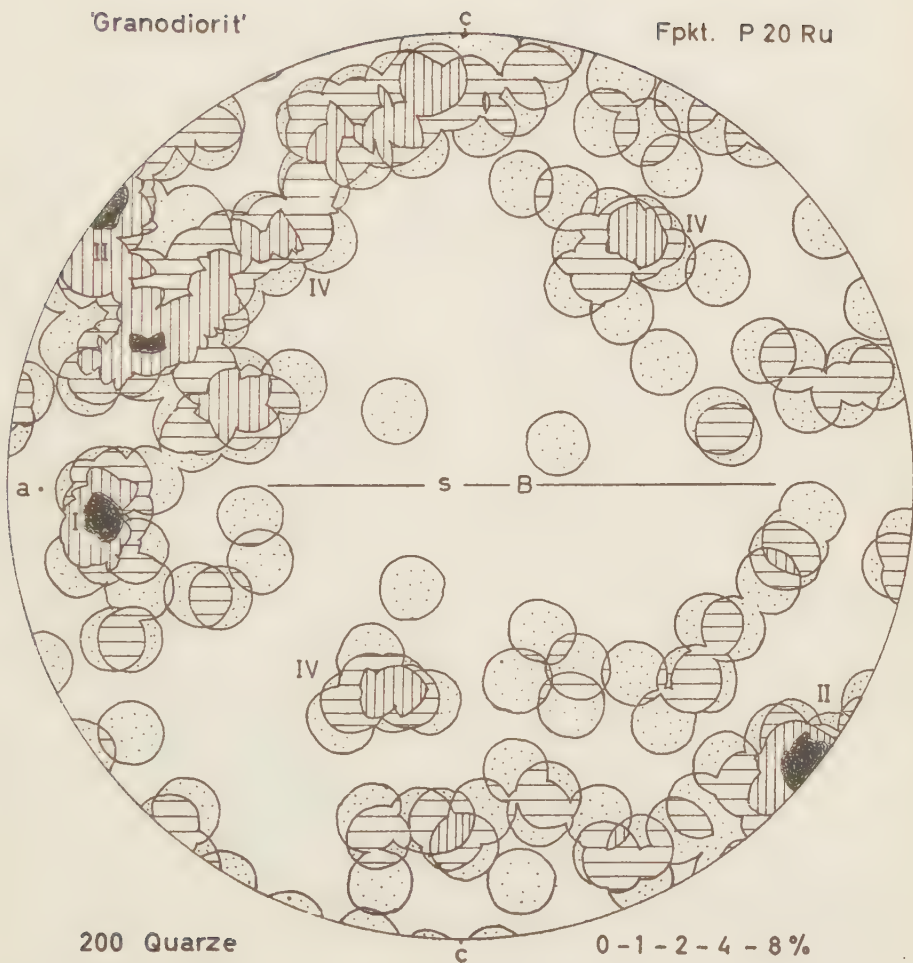
200 Quarze

0 - 1 - 2 - 4 - 8 %

Abb. 29

'Granodiorit'

Fpkt. P 20 Ru



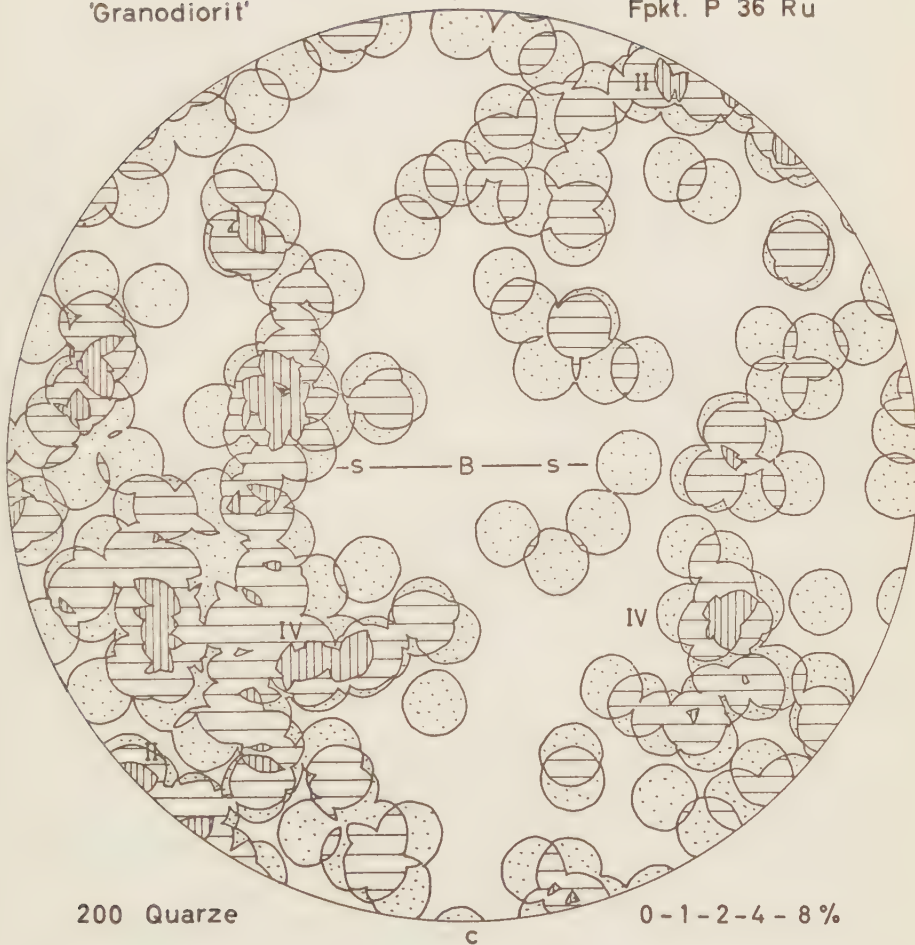
200 Quarze

Abb. 30

'Granodiorit'

c

Fpkt. P 36 Ru



200 Quarze

0-1-2-4-8%

c

Abb. 31

'Granodiorit'

Fpkt. P 57 Ru

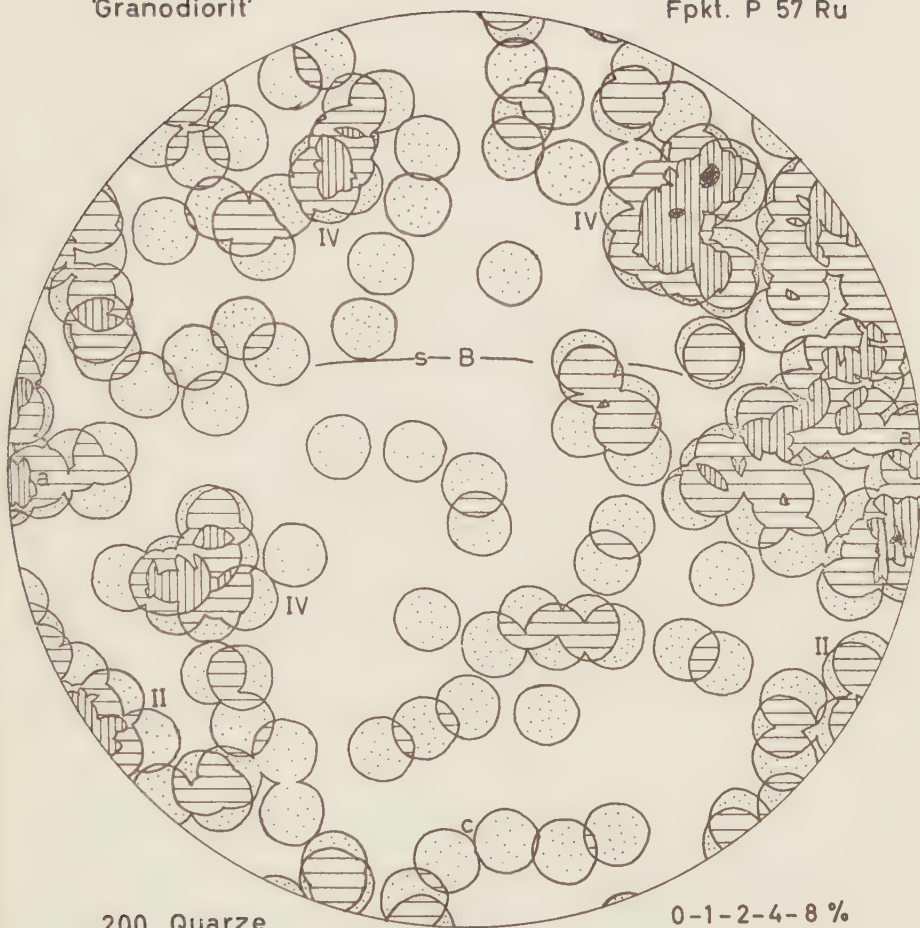


Abb. 32

die ja für die B-Tektonite bezeichnend ist. Doch sind die Gürtel nur sehr schwach ausgeprägt; soweit sicher zu beobachten, sehen wir einen schwachen Zweiggürtel mit dem Schnittpunkt in der Nähe von a. Der "Granodiorit" nimmt also eine Mittelstellung zwischen einem s-Tektonit und einem B-Tektonit ein.

Die Symmetrie des Gefüges, im Handstück betrachtet, scheint monoklin zu sein. Auch die unten folgenden (4.3) Regelungsbilder der Biotite zeigen eine monokline Symmetrie. Im Quarzgefüge ist diese monokline Symmetrie nicht mehr erhalten. Das zeigt sich einmal daran, dass die Ebenen (ab) und (ac) keine Symmetrieebenen mehr sind, wie die Verteilung der Maxima eindeutig ergibt. Überdies fallen die Raumdaten des Externgefüges a, b und c nicht mit den entsprechenden Daten des Quarzgefüges zusammen. Die tektonische Prägung des "Granodiorits" besitzt also trikline Symmetrie im Kleinbereich; im Grossbereich herrscht eine statistische monokline Gefügesymmetrie.

Beim Vergleich der Quarzregelung mit den Diagrammen, die die Biotitregelung zeigen, fällt noch eine weitere Eigenschaft des Korngefüges auf: Die Regelung der beiden Mineralien ist leicht heterotaktisch. Die Raumdaten des Biotitgefüges fallen mit denjenigen des Grossgefüges zusammen; das Quarzgefüge zeigt jedoch, wie schon bemerkt, eine gewisse Abweichung hiervor. Der Grund für das unterschiedliche Verhalten der beiden Mineralien ist wohl darin zu suchen, dass die Quarze als die empfindlicheren Mineralien länger als die Biotite auf räumliche Verlagerungen der tektonischen Kräfte geantwortet haben. Somit ist die Quarzregelung wohl etwas jünger als das Regelungsbild der Biotite. Durch die Regelung der Glimmer wurde ja auch eine merkliche Gefügeanisotropie geschaffen, die ebenfalls Einfluss auf die Quarzregelung nahm.

4.3 Die Biotitregelung im "Granodiorit" und Perlgneis

Betrachten wir die Diagramme, die die Verteilung von je 200 Flächenpolen auf (001) von Biotit zeigen, so sehen wir sowohl beim Perlgneis wie beim "Granodiorit" recht gut ausgebildete Gürtel in der Ebene (ac). Doch ist stets auch ein Maximum um c vorhanden, das auf den s-tektonischen Charakter des Gesteins hinweist. Wie schon die Quarzregelung, ist auch die Regelung der Biotite kennzeichnend für den Übergang vom s-Tektonit zum B-Tektonit. (Abb. 33-36.)

Doch sehen wir einen deutlichen Unterschied zwischen Perlgneis und "Granodiorit": Die "Breite" der Gürtel um B ist in beiden Gesteinen deutlich verschieden, und zwar sind die Perlgneise wesentlich straffer geregelt.

Um die Intensität der Biotitregelung auch zahlenmässig erfassen und objektiv vergleichen zu können, empfiehlt es sich nach der Methode von G. FISCHER (im Druck) vorzugehen: Wir rotieren das Diagramm, bis B im Zentrum des Schmidt'schen Netzes liegt, was an der symmetrischen Verteilung des Gürtels der Biotitpole zu kontrollieren ist. Um B werden dann Kleinkreise im Abstand von 10° , 20° , 30° usw. geschlagen. Das Verhältnis der auf die einzelnen Abschnitte entfallenden Biotitpole gibt ein Mass für den Regelungsgrad des Biotits. Zur Darstellung wurde nach E. DIMROTH (1960) verfahren, der vorschlägt, die Summenkurve der Polabstände (anstelle der Polhöhen) zu verwenden. Die Verteilung dieser Polabstände ergibt eine GAUSS'sche Normalverteilung.

Auf dem Diagramm 37 sehen wir, dass die gemessenen Werte eine recht gute Annäherung an die idealen Normalkurven darstellen (die auf dem Wahrscheinlichkeitspapier wieder als Gerade erscheinen). Dabei verlaufen die dem "Granodiorit" entsprechenden Kurven flacher als die Geraden, die dem Perlgneis angehören, entsprechend einer schärferen Regelung der Biotite im Perlgneis. Für die Perlgneise erhalten wir als Zahlenwert eine mittlere Streuung von $s = 0,31-0,33$, entsprechend einer deutlichen Biotitregelung. Im "Granodiorit" hat sich dieser Wert nach $s = 0,46$ verschoben; es hat also eine merkliche Auflockerung der Biotitregel stattgefunden.

Wie im Vorhergehenden schon abgeleitet wurde, erfolgte die Entstehung der Perlgneise wie der "Granodiorite" einzeitig in Bezug auf die Tektonik. In beiden Gesteinen ist die Kristallisation der Biotite para- bis posttektonisch. Woher rührt also der Unterschied in der Regelung?

Eine Verflüssigung des "Granodiorits" erscheint nach den Ergebnissen von 3.24 unwahrscheinlich, da sich ja ergab, dass die chemisch-physikalischen Bedingungen in beiden Gesteinen während ihrer Entstehung nahezu identisch waren.

So kann der Grund für die schwächere Regelung der Biotite im "Granodiorit" nur in den Kristallisationsbedingungen liegen.

Die Entstehung des "Granodiorits" erstreckte sich ja bis in den posttektonischen Bereich hinein, wie zum Beispiel bei den posttektonisch entstandenen Apatiten. Die Kristallisation der einzelnen Mineralphasen war ausgeprägter und länger andauernd als im Perlgneis. So kam es während der ausklingenden Tektonik zu einer gewissen Sammelkristallisation der Biotite, auf die ja auch die voneinander getrennten Biotitaggregate im "Granodiorit" im Gegensatz zu den über grössere Strecken hin zusammenhängenden Biotitfasern der Perlgneise hinweisen.

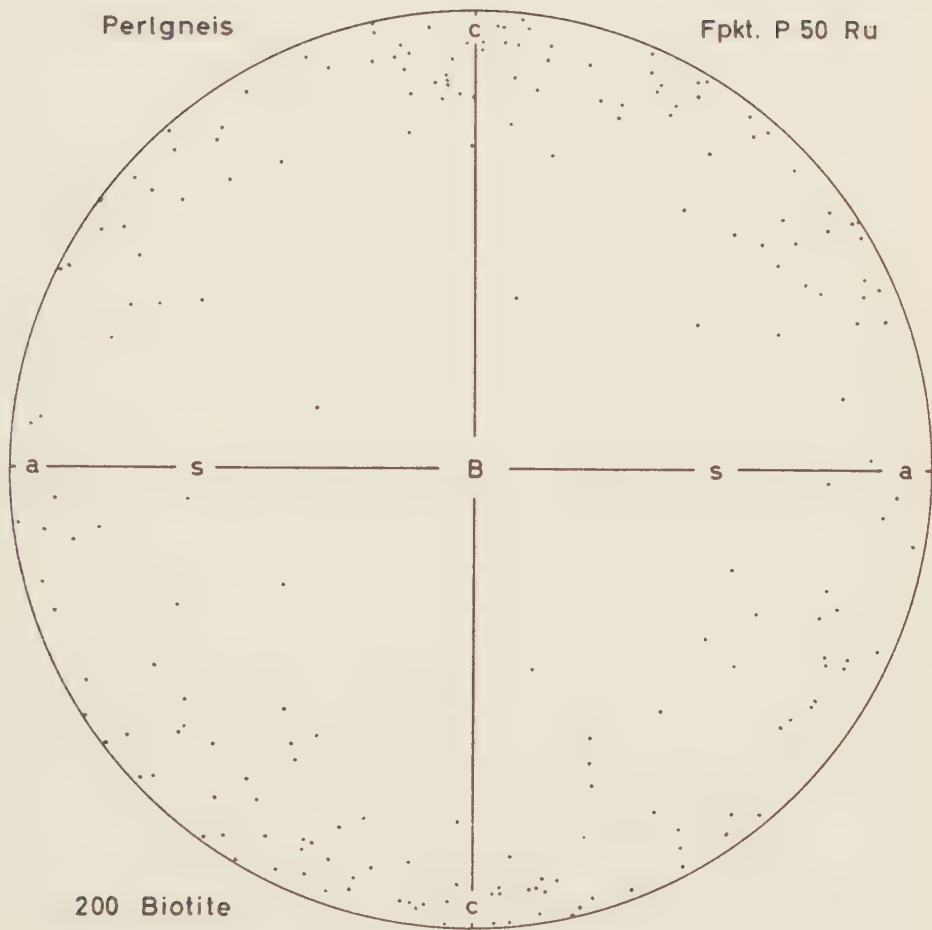


Abb. 33

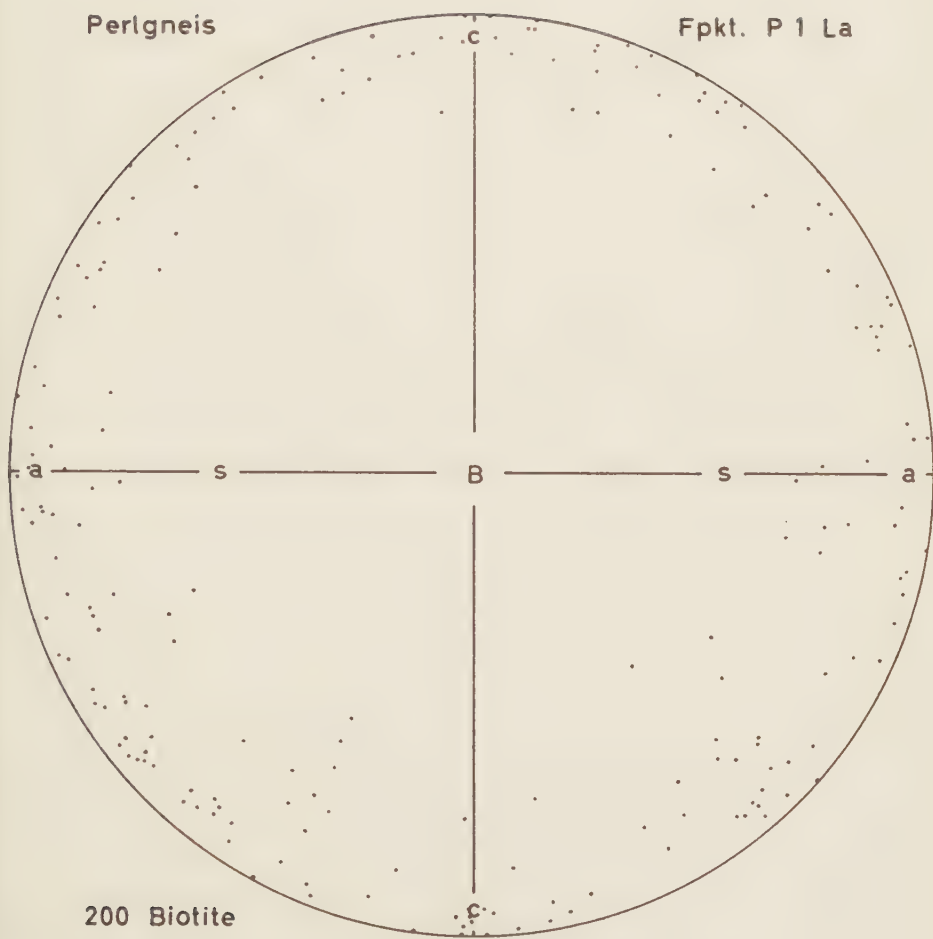
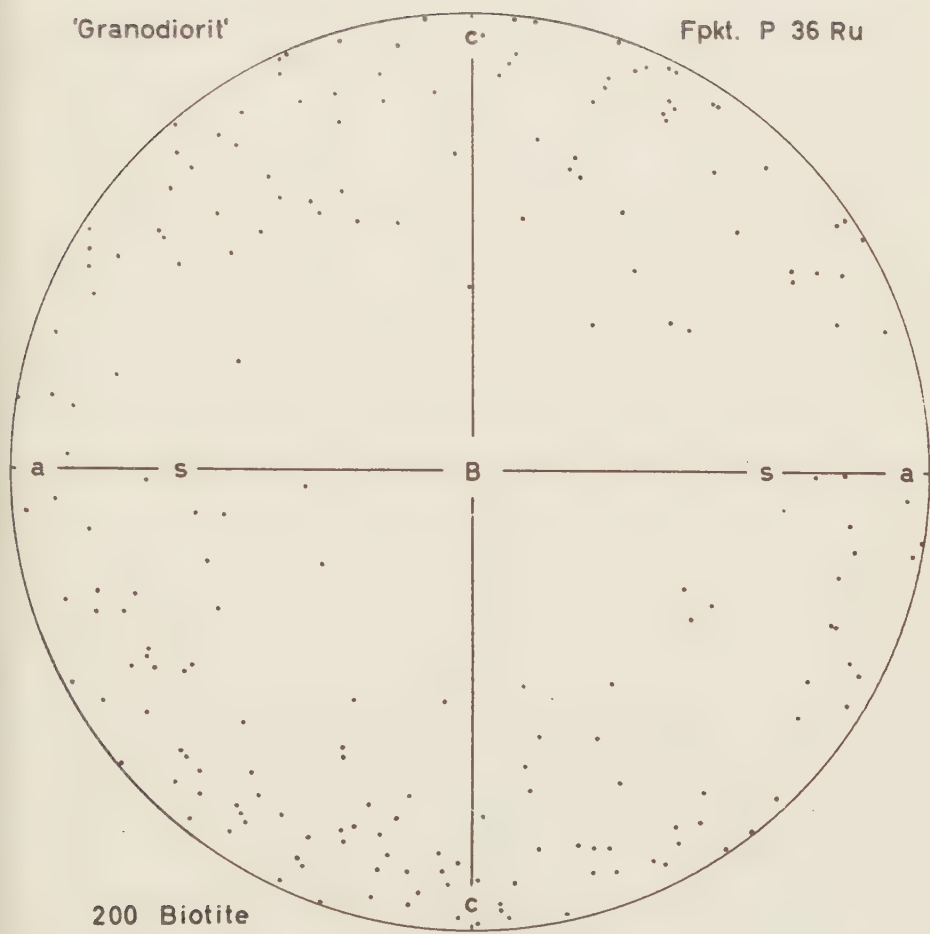


Abb. 34

'Granodiorit'

Fpkt. P 36 Ru

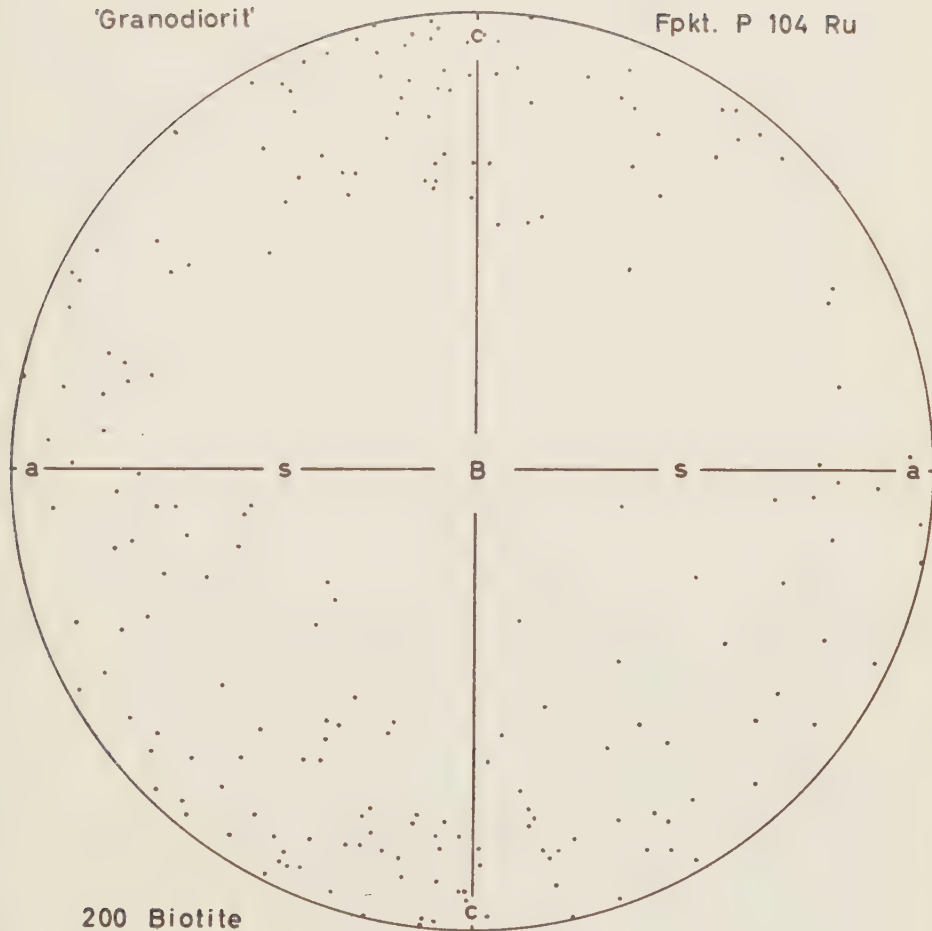


200 Biotite

Abb. 35

'Granodiorit'

Fpkt. P 104 Ru



200 Biotite

Abb. 36

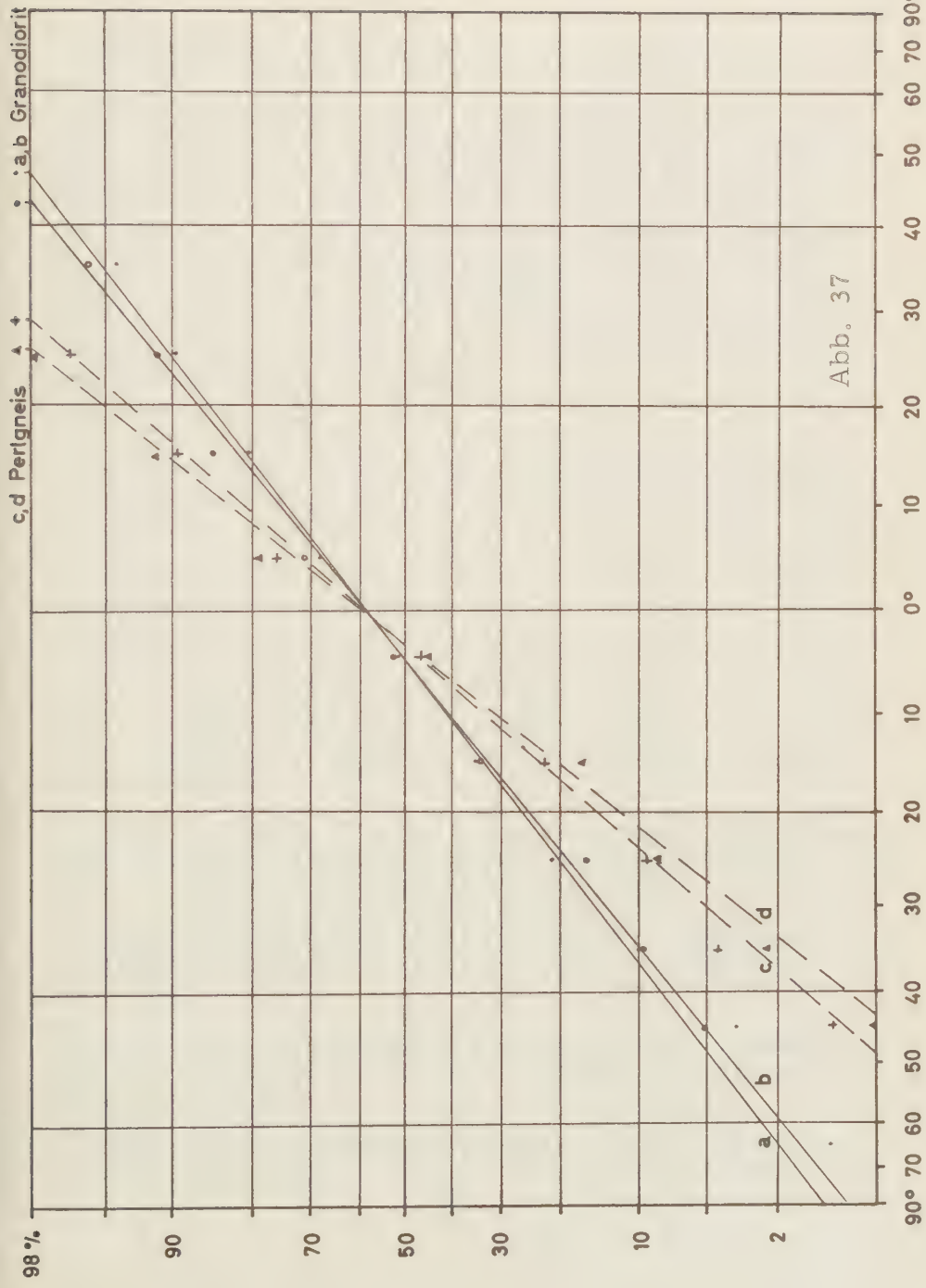


Abb. 37

5. Zusammenfassung

Es wurde versucht, die Abstammung eines granodioritischen Gesteins aus dem südlichen Bayerischen Wald mit Hilfe einer Anzahl geologischer und petrographischer Methoden - und unter Zuhilfenahme der Verteilung der Zirkon- und Apatit-Kornzahlen auf Korngrößenklassen als einer neuen Betrachtungsweise - aufzuheilen. Dabei ergab sich mit hoher Wahrscheinlichkeit, dass der "Granodiorit" durch syn- bis spätkinematische Granitisation - welche als lokale Steigerung der Entstehungsbedingungen der Perlgneise aufgefasst wird - aus denselben Paragneisen wie die Perlgneise entstanden ist, die das Nebengestein des "Granodiorits" bilden. Die gefundenen Argumente sprechen gegen eine Beteiligung von Schmelzen an der Granitisation.

Die wichtigsten Ergebnisse sind im einzelnen:

1. Im südlichen Bayerischen Wald ist ein herzynisch streichender, mächtiger Zug von Gesteinen mit einer starken Plagioklasblastese weit verbreitet. Sie werden als Perlgneise bezeichnet.
2. Die Perlgneise werden im Norden und Süden von feinkörnigen, ebenfalls herzynisch streichenden Graniten eingerahmt.
3. In den Perlgneisen finden sich reliktsche Schollen von anderen Gneisen, die als das ältere Ausgangsgestein der Perlgneise gedeutet werden.
4. In den cordieritführenden Perlgneisen zeigt der Cordierit regional eine Pseudomorphosierung, bei der sich drei verschiedene Stadien der Umwandlung unterscheiden lassen.
5. Inmitten der Perlgneise treten zwei voneinander getrennte, herzynisch streichende und mehrfach unterbrochene Züge eines granodioritischen Gesteins auf, die sich von den feinkörnigen Graniten deutlich unterscheiden.
6. Die Grenzen des "Granodiorits" zum Perlgneis sind nicht scharf, sondern stellen breite Übergangszonen dar. Anzeichen einer Kontaktmetamorphose fehlen völlig.
7. Sämtliche älteren Gneisschollen, die in den Perlgneisen zu beobachten sind, finden sich als Relikte ebenso im "Granodiorit". Dagegen fehlen Schollen von Perlgneis im "Granodiorit".
8. In den feinkörnigen Graniten dagegen finden sich Einschlüsse von Perlgneis- und "Granodiorit"schollen.

9. Eine Untersuchung der Schollen und ihres Erhaltungszustandes im Perlgneis und im "Granodiorit" führt zu dem Schluss, dass die Platznahme des "Granodiorits" nicht in Form einer "magmatischen" Silikatschmelze erfolgt sein kann.
10. Die Form des "Granodiorit"-körpers wird als grosser Pilz gedeutet; an seinen Rändern ist das Flachliegen der Zungen mehrfach zu beobachten.
11. Während der Entstehung des "Granodiorits" erlebten die Plagioklase einen weitgehenden Umbau, verbunden mit einer schwachen Stoffzufuhr.
12. Die Genauigkeit der Modalanalysen wurde mit $\pm 2 \text{ Vol\%}$ für das theoretische Verhältnis der gemessenen Werte zum Gestein berechnet.
13. Denkt man sich den Kalifeldspat aus dem "Granodiorit" entfernt, erhält man recht genau die Zusammensetzung der Perlgneise. Dies wird als Hinweis auf die Verwandtschaft der beiden Gesteine gewertet.
14. Die Analysenpunkte der Perlgneise, als NIGGLI-Werte dargestellt, fallen in den Schnitt III des Konzentrationstetraeders zwischen die darstellenden Punkte der Grauwacken und Tonschiefer.
15. Die grosse stoffliche Variationsbreite der Perlgneise wird auf sedimentäre Unterschiede in dem aus Tonschiefern und Grauwacken bestehenden Ausgangsmaterial sowie auf metamorphe Differentiation zurückgeführt.
16. Die Analysenpunkte der "Granodiorite" liegen im Schnitt IV des NIGGLI-Tetraeders; sie streuen zwischen adamellitischer und normalgranitischer Zusammensetzung.
17. Beide Felder überschneiden sich; die "Granodiorite" stellen die schmale "Stirn" des Perlgneisfeldes dar.
18. Die Zirkone im Perlgneis zeigen grösstenteils eine sedimentäre Abrollung.
19. Die Zirkone im "Granodiorit" sind meistens annähernd idiomorph.
20. Die Apatite im "Granodiorit" sind durchwegs idiomorph.
21. Die Kristallisation der Apatite im "Granodiorit" ist spät- bis posttektonisch.
22. Der Apatitgehalt im "Granodiorit" ist ganz erheblich höher als in anderen granitischen Gesteinen zu beobachten ist.
23. Im Längen-Breitenindex der Zirkone zeigen sich deutliche Unterschiede zwischen Perlgneis und "Granodiorit": Die Zirkone im "Granodiorit" sind wesentlich grösser und längerprismatisch.

24. Der Apatit im "Granodiorit" zeigt keine Abhängigkeit des Längen-Breiten-index von der Korngrösse, was auf eine gleichbleibende Temperatur während seiner Entstehung zurückgeführt wird.
25. Die Einschlussintensitäten der Zirkone im Perlgneis und im "Granodiorit" zeigen abnehmende Werte in der Reihenfolge: Biotit - Plagioklas - Kalifeldspat - Quarz.
26. Die Einschlussintensitäten der Zirkone lassen sich als Vergleichsmaßstab für die chemisch-physikalischen Zustände während der Entstehung eines Gesteins benutzen.
27. Die Einschlussintensitäten der Zirkone im Perlgneis und "Granodiorit" sind praktisch gleich gross und belegen für beide Gesteine gleiche chemisch-physikalische Zustände während ihrer Entstehung; das bedeutet auch für den "Granodiorit" eine Entstehung im festen Zustand.
28. Die posttektonisch gesprossenen Apatite im "Granodiorit" zeigen sehr ähnliche Einschlussintensitäten wie die Zirkone. Diese Tatsache ist im Augenblick nicht zu erklären.
29. Die statistische Verteilung der Kornzahlen auf die einzelnen Korngrössenklassen von Zirkon und Apatit wurde als neue Betrachtungsweise zur Beurteilung genetischer Fragen eingeführt.
30. Die Kornvolumina der Akzessorien können aus Messungen am Dünnschliff mit genügender Genauigkeit berechnet werden.
31. Bei Einteilung in Korngrössenklassen und Bestimmung der prozentualen Belegungen ergeben sich charakteristische Verteilungskurven.
32. Die Zirkone im Perlgneis zeigen eine logarithmische Normalverteilung ihrer Kornzahlen, die auf einen sedimentären Transport zurückgeführt wird.
33. Die Zirkon-Kornzahlen im "Granodiorit" zeigen eine asymmetrische Verteilung, die durch die Überlagerung einer sedimentären Normalverteilung mit späteren Wachstumsvorgängen erklärt wird.
34. Die Apatite im "Granodiorit" zeigen eine logarithmische Normalverteilung ihrer Kornzahlen, die durch ihr blastisches Wachstum erworben wurde.
35. Nicht nur die Kristallisation, sondern auch der Stoffbestand der Apatite wird als posttektonisch gedeutet.
36. Das untersuchte Kristallinareal stellt grosstektonisch einen homogen verformten Bereich dar.

37. Der "Granodiorit" weist denselben Verformungsplan auf wie die Perlgneise.
38. Perlgneis und "Granodiorit" sind tektonisch einzeitig entstanden.
39. Der Mechanismus der Verformung wird mit einem räumlichen und zeitlichen Wechsel einer steilen NE gerichteten mit einer flachen SE tauchenden B-Achse erklärt.
40. Die Quarzregelung ergibt für den "Granodiorit" eine Mittelstellung zwischen s- und B-Tektonit.
41. Die Biotitregelung zeigt für Perlgneis und "Granodiorit" den Übergang vom s- zum B-Tektonit.
42. Die Regelung von Quarz und Biotit ist leicht heterotaktisch.
43. Die Entstehung des "Granodiorits" war mit einer deutlichen Gefügauflockerung der Biotite verbunden, hervorgerufen durch ihr Wachstum während des Ausklinsens der Tektonik.
44. Die Gefügesymmetrie im Handstückbereich ist monoklin.
45. Die Symmetrie im Korngefüge dagegen ist triklin.

Literaturverzeichnis

- BADER, H.: Metamorphose und Stoffhaushalt der Gneise in der südlichen Oberpfalz. - Diss.Univ. München 1959.
- BROOKES, B.C. und DICK, W.F.L.: Introduction to Statistical Method. 288 S., London (Heinemann) 1955.
- CHAYES, F.: Petrographic Modal Analysis. - 113 S., New York (Wiley) 1956.
- DELESSE, A.: Études sur le Métamorphisme. - Paris 1869
- DIMROTH, E.: Untersuchungen zum Mechanismus von Blastesis und Syntexis in Phylliten und Hornfelsen des südwestlichen Fichtelgebirges. Diss.Univ. München 1960.
- DÜRR, St.: Geologische und petrographische Untersuchungen im Ostteil des Gradabteilungsblattes Lalling. - Geol.Dipl.-Arb. Univ. München 1958.
- FISCHER, G.: Über das Grundgebirge der Bayerischen Ostmark. Die Gneise nördlich des Bayerischen Pfahls. - Jb.preuss.geol.L.-A., 59, S. 289-352, Berlin 1939.
- Über die Auswertung von Gefügediagrammen. - Abh.deutsch.Akad.Wiss. Berlin, 1960, 1, S. 283-299, Berlin 1960 (E. Kraus-Gedächtnisband).
- FORSTER, A.: Metamorphose und Tektonik des Moldanubikums in der nördlichen Oberpfalz. - Diss. Univ. München 1957.
- GAREISS, A.: Über Pseudomorphosen nach Cordierit. - Tschermaks mineral.petr.Mitt., N.F., 20, S. 1-39, Wien 1901.
- GÜMBEL, C.W.: Geognostische Beschreibung des Königreiches Bayern. Zweite Abtheilung: Geognostische Beschreibung des Ostbayerischen

- Grenzgebirges oder des Bayerischen und Oberpfälzer Waldgebirges. - 968 S., Gotha (Perthes) 1868.
- HALLER, J.: Probleme der Tiefentektonik. Bauformen im Migmatitstockwerk der ostgrönländischen Kaledoniden. - Geol.Rdsch., 45, 2, S. 159-167, Stuttgart 1956.
- v.d. KAADEN, G.: Optical studies on natural plagioklase feldspars with high- and low-temperature optics. - Diss. Utrecht 1951.
- KRAUS, G.: Gefüge, Kristallgrösse und Genese des Kristallgranits I im vorderen Bayerischen Wald. - Diss.Univ. München 1959.
- LIST, F.K.: Geologisch-petrographische Untersuchungen im Westteil des Gradabteilungsblattes Lalling. - Geol.Dipl.Arbeit, Univ.München 1958.
- NIGGLI, P.: Gesteine- und Mineralprovinzen. Band I: Chemismus der Eruptivgesteine, insbesondere der Lamprophyre. - 602 S., Berlin (Bornträger) 1923.
- READ, H.H.: The Granite Controversy. - 430 S., London (Murby) 1957.
- SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper.
Erster Teil: Allgemeine Gefügekunde und Arbeiten im Bereich Handstück bis Profil. - 215 S., Wien (Springer) 1948.
Zweiter Teil: Die Korngefüge. - 409 S., Wien (Springer) 1950.
- TRÖGER, W.E.: Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Berlin 1935.
- TROLL, G.: Geologisch-Petrographische Untersuchungen bei Winzer an der Donau (Gradabteilungsblatt Osterhofen). - Geol.Dipl.Arbeit Univ. München 1959.

TYRRELL, C.W.:

Greenstones and greywackes. - C.R.
Eunion internationale pour l'étude du
précambrien et des vieilles chaînes des
montagnes en Finlande, Helsinki 1931.

Modalanalysen von Perlgneis

Probe	Bi	Pg	Kf	Qu	Akz	Mu	Cord	Pin	Gra, Sill
P 210 La	13.1	44.2	--	42.0	0.2	0.5	--	--	--
P 201 La	16.7	52.7	--	28.9	0.7	1.0	--	--	--
P 41 Ru	19.3	31.6	--	47.0	0.8	1.3	--	--	--
P 208 La	19.9	34.6	--	38.8	0.5	5.6	--	0.6	--
P 8 La	20.5	44.1	0.4	33.1	0.4	1.5	--	--	--
P 32 La	20.7	40.7	4.9	32.1	0.6	1.0	--	--	--
P 74 Ru	21.1	37.8	--	37.6	0.7	2.5	--	0.3	--
P 1 La	23.9	35.9	--	38.1	0.3	1.3	--	--	--
P 50 Ru	25.1	38.3	--	32.5	0.7	3.4	--	--	--
P 36 La	28.9	36.3	--	30.7	0.3	3.8	--	--	--
P 45 La	12.5	26.7	1.7	40.6	0.5	2.3	10.9	4.8	--
P 209 La	13.6	8.8	3.9	45.2	1.0	24.1	0.1	0.8	2.5
P 203 Ru	15.8	45.4	--	35.0	0.6	1.0	2.0	0.2	--
P 78 Ru	17.8	42.2	--	31.1	1.2	2.2	4.5	0.4	0.6
P 132 Ru	18.4	29.7	--	37.1	0.7	4.0	6.5	2.9	0.7
P 93 Ru	22.1	31.4	--	34.3	0.7	8.8	2.3	0.2	0.2
P 196 La	23.1	20.4	0.1	32.7	0.6	22.2	0.9	--	--
P 211 La	24.1	47.5	--	24.7	1.0	0.1	1.5	0.7	0.4
P 90 La	24.9	26.6	--	30.6	0.9	6.1	3.7	7.2	--
P 186 La	11.2	34.0	21.3	31.5	0.4	1.6	--	--	--
P 26 La	15.5	28.4	9.7	40.7	0.5	5.2	--	--	--
P 100 La	18.8	33.2	19.4	26.6	0.7	1.3	--	--	--
P 139 Ru	22.0	13.9	12.4	28.2	0.7	9.0	12.2	--	1.6

Niggliwerte von Perlgneis

Probe	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	qz
P 210 La	380	38.7	23.8	16.2	21.3	0.25	0.47	0.68	+95
P 201 La	266	37.8	25.9	15.5	20.8	0.27	0.45	0.60	+83
P 41 Ru	352	33.1	36.0	12.1	18.8	0.37	0.45	0.34	+177
P 208 La	296	35.6	33.4	11.5	19.5	0.40	0.46	0.34	+118
P 8 La	272	35.6	30.7	13.6	20.1	0.33	0.46	0.44	+92
P 32 La	264	34.4	33.0	12.5	20.1	0.37	0.49	0.38	+84
P 74 Ru	288	34.4	34.0	12.4	19.2	0.36	0.46	0.36	+111
P 1 La	284	32.9	36.6	11.6	18.9	0.38	0.46	0.32	+108
P 50 Ru	250	33.5	36.1	11.5	18.9	0.39	0.46	0.32	+74
P 36 La	232	32.5	38.7	10.2	18.6	0.43	0.46	0.27	+58
P 45 La	314	38.8	35.5	9.9	15.8	0.40	0.55	0.28	+151
P 209 La	320	39.5	36.9	5.1	18.5	0.69	0.41	0.13	+146
P 203 Ru	296	37.6	27.1	15.4	19.9	0.28	0.48	0.57	+116
P 78 Ru	259	37.3	31.8	12.7	18.2	0.32	0.46	0.40	+86
P 132 Ru	293	38.5	33.9	10.4	17.2	0.42	0.44	0.31	+124
P 93 Ru	258	35.9	35.6	10.0	18.5	0.45	0.46	0.28	+84
P 196 La	241	38.0	35.9	7.0	19.1	0.60	0.46	0.20	+65
P 211 La	219	34.1	34.5	12.7	18.7	0.33	0.45	0.37	+44
P 90 La	223	33.8	41.5	8.1	16.6	0.50	0.51	0.20	+57
P 186 La	325	40.9	19.8	13.3	26.0	0.45	0.46	0.67	+121
P 26 La	340	37.6	28.8	11.4	22.2	0.46	0.46	0.40	+151
P 100 La	267	37.0	27.9	11.4	23.7	0.48	0.47	0.41	+72
P 139 Ru	228	38.0	39.8	5.5	16.7	0.63	0.49	0.14	+61

Modalanalysen von "Granodiorit"

Probe	Qu	Pg	Bi	Akz	Kf	Mu	Co	Pin	Gr
P 38 Ru	17.7	34.0	10.6	0.7	33.4	3.6	--	--	--
P 255 Ru	23.2	40.1	11.5	1.0	22.9	1.3	--	--	--
P 6 Ru	30.9	30.7	12.5	1.0	21.8	3.1	--	--	--
P 256 Ru	34.7	28.5	12.5	1.2	20.6	2.5	--	--	--
P 94 Ru	25.8	40.7	12.9	1.1	16.9	2.6	--	--	--
P 129 Ru	26.6	32.7	13.7	0.8	21.4	4.8	--	--	--
P 7 Ru	27.8	30.8	13.9	1.4	23.6	2.5	--	--	--
P 35 Ru	26.9	33.0	14.1	1.1	24.5	0.4	--	--	--
P 219 Ru	16.5	44.3	14.6	2.2	20.8	1.6	--	--	--
P 20 Ru	28.9	37.0	15.3	1.8	14.1	2.9	--	--	--
P 25 La	25.9	39.4	15.4	1.2	13.9	4.2	--	--	--
P 212 La	26.3	43.3	15.4	1.2	12.9	0.9	--	--	--
P 42 Ru	26.0	35.2	15.8	0.9	20.4	1.7	--	--	--
P 213 La	33.3	31.3	15.9	1.4	17.0	1.1	--	--	--
P 40 Vi	27.6	40.9	15.9	0.5	8.5	3.1	--	--	2.5
P 263 Ru	30.3	46.6	16.6	1.1	3.9	1.5	--	--	--
P 63 La	30.4	40.4	16.7	1.8	8.9	2.2	--	--	--
P 2 Ru	31.8	32.1	17.1	1.3	15.9	1.8	--	--	--
P 57 Ru	29.3	31.9	17.2	1.4	16.7	3.5	--	--	--
P 25 La	28.7	30.9	17.6	1.3	16.0	5.5	--	--	--
P 150 La	30.4	32.6	17.8	1.1	16.3	1.8	--	--	--
P 99 Ru	29.6	29.3	17.8	1.2	19.8	2.3	--	--	--
P 20 La	26.3	38.2	17.2	1.3	14.5	1.8	--	--	--
P 104 Ru	24.8	32.5	19.2	1.1	22.0	0.4	--	--	--
P 4 Ru	31.3	35.9	19.3	0.7	10.2	2.6	--	--	--
P 36 Ru	13.0	38.0	20.8	2.7	25.3	0.2	--	--	--
P 73 La	28.6	33.4	21.3	1.5	12.8	2.4	--	--	0.5
P 440 Ru	29.6	36.5	24.7	1.1	--	0.5	5.1	1.1	1.4
P 428 Ru	14.0	50.6	27.0	2.5	--	5.0	--	0.9	--
P 96 La	25.5	21.0	28.1	1.3	18.1	6.0	--	--	--
Mittel:	26.5	35.7	17.5	1.3	16.1	2.4	zus.	0.5% Vol.	

Niggliwerte von "Granodiorit"

Probe	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	qz
P 38 Ru	265	42.4	16.9	12.2	28.5	0.50	0.46	0.72	+51
P 255 Ru	280	46.6	18.5	14.5	26.4	0.43	0.46	0.79	+74
P 6 Ru	314	39.4	21.8	13.0	25.2	0.42	0.46	0.60	+111
P 256 Ru	336	38.7	23.0	12.9	25.4	0.42	0.46	0.56	+134
P 94 Ru	282	39.9	21.6	13.5	25.0	0.41	0.45	0.62	+82
P 129 Ru	283	39.7	22.4	12.2	25.7	0.42	0.46	0.55	+77
P 7 Ru	289	38.3	23.3	13.1	25.3	0.49	0.45	0.56	+88
P 35 Ru	289	38.4	23.0	13.0	25.6	0.47	0.46	0.57	+86
P 219 Ru	232	38.5	21.2	15.8	24.5	0.42	0.45	0.75	+34
P 20 Ru	284	37.2	26.4	13.2	23.2	0.42	0.46	0.50	+91
P 25 La	264	38.3	24.2	13.3	24.2	0.41	0.45	0.56	+67
P 212 La	270	38.0	24.6	13.8	23.6	0.37	0.44	0.56	+76
P 42 Ru	274	38.1	24.5	12.7	24.7	0.46	0.46	0.52	+75
P 213 La	305	36.3	26.7	13.3	23.7	0.46	0.46	0.50	+110
P 40 Vi	260	37.1	29.4	12.3	21.2	0.38	0.40	0.42	+85
P 263 Ru	279	37.2	25.8	15.2	21.8	0.32	0.46	0.59	+92
P 63 La	276	36.3	27.4	14.2	22.1	0.38	0.44	0.52	+88
P 2 Ru	292	36.2	27.7	12.8	23.3	0.46	0.46	0.46	+99
P 57 Ru	279	36.9	27.4	12.2	23.5	0.47	0.46	0.45	+85
P 25 La	269	37.0	28.8	11.0	23.2	0.42	0.44	0.39	+76
P 150 La	283	36.1	28.2	12.4	23.3	0.46	0.46	0.44	+90
P 99 Ru	280	36.1	28.6	11.6	23.7	0.49	0.45	0.41	+85
P 20 La	262	36.5	27.3	13.1	23.1	0.42	0.45	0.48	+70
P 104 Ru	258	35.8	28.4	11.9	23.9	0.49	0.46	0.42	+66
P 4 Ru	278	36.1	29.8	11.9	22.2	0.42	0.46	0.40	+89
P 36 Ru	203	35.1	29.0	12.5	23.4	0.48	0.42	0.43	+9
P 73 La	256	34.4	32.2	11.7	21.7	0.46	0.45	0.37	+69
P 207 La	251	32.0	35.4	13.1	19.5	0.40	0.42	0.37	+73
P 440 Ru	229	32.6	39.5	11.1	16.8	0.37	0.46	0.39	+62
P 428 Ru	175	33.4	33.3	14.2	19.1	0.36	0.43	0.43	-1
P 96 La	223	32.4	38.0	8.4	21.2	0.59	0.46	0.22	+38
Mittel:	268	37.0	26.9	12.8	23.3	0.44	0.45	0.50	+76

Lebenslauf

Ich, Franz K. List, wurde am 2. August 1934 als Sohn des Oberstudienrats Dr. Stephan List und seiner Ehefrau Josephine, geborene Schwaiger, in Miesbach geboren. Bedingt durch die Kriegsergebnisse, besuchte ich die Volksschule in Endorf, Sauerlach und München.

Im Jahre 1945 trat ich in das Wilhelmsgymnasium in München ein, an dem ich im Juli 1953 die Reifeprüfung ablegte.

Im Oktober 1953 immatrikulierte ich mich an der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Ludwig-Maximilians-Universität in München, wo ich im Juli 1955 die Diplom-Vorprüfung für Geologie ablegte.

Am Institut für Gesteinskunde, unter Leitung von Prof. Dr. Georg Fischer, fertigte ich meine Diplomarbeit "Geologisch-petrographische Untersuchungen im Westteil des Gradabteilungsblattes Lalling" an und unterzog mich im Juni 1958 der Diplom-Geologen-Prüfung.

Auf Anregung von Prof. Dr. Georg Fischer wählte ich das Thema "Über Granitisation im Grundgebirge des südlichen Bayerischen Waldes" als Dissertation, mit deren Ausarbeitung ich seither am Institut für Gesteinskunde beschäftigt war.

